HENRY A. MIERS

MANUEL PRATIQUE

DE

MINÉRALOGIE

INTRODUCTION A L'ÉTUDE SCIENTIFIQUE DES MINÉRAUX

PARIS & LIÉGE

CH. BÉRANGER EDITEUR


ACADEMIAE·HARVARDIANAE IN·NOV·ANG·SIGILLVM
CHRISTO ET ECCLESIAE

MANUEL PRATIQUE

DE

MINÉRALOGIE

MANUEL PRATIQUE
DE
MINÉRALOGIE

INTRODUCTION

A

L'ÉTUDE SCIENTIFIQUE DES MINÉRAUX

PAR

HENRY A. MIERS
D.Sc. M. A. F.R.S.
Vice-Président des Sociétés Géologique, Chimique et Minéralogique
Professeur Waynflete de Minéralogie à l'Université d'Oxford
et Fellow de Magdalen College.

TRADUITE DE L'ANGLAIS

PAR

O. CHEMIN
Ingénieur en chef des Ponts et chaussées en retraite
Ancien Professeur à l'Ecole Nationnale des Ponts et Chaussées.

Avec 716 figures dans le texte et 2 planches en couleurs.

PARIS ET LIÉGE
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, CH. BÉRANGER, ÉDITEUR
SUCCESSEUR DE BAUDRY ET C[ie]
PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
LIÉGE, 21, RUE DE LA RÉGENCE, 21

1906

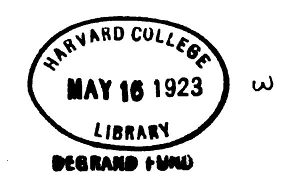

HARVARD COLLEGE
MAY 16 1923
LIBRARY
DEGRAND FUND

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

PREMIÈRE PARTIE

PROPRIÉTÉS ESSENTIELLES DES MINÉRAUX

LIVRE I

PROPRIÉTÉS CRISTALLINES

CHAPITRE PREMIER

Forme cristalline des minéraux.

CHAPITRE II

Groupement régulier des cristaux.

CHAPITRE III

Faces voisines.

CHAPITRE IV

Mesures des cristaux.

CHAPITRE V

Propriétés physiques caractéristiques des cristaux.

CHAPITRE VI

Propriétés optiques des cristaux.

CHAPITRE VII

Détermination des propriétés optiques au moyen du microscope et du goniomètre.

CHAPITRE VIII

LIVRE II

PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES MINÉRAUX

CHAPITRE I

Propriétés physiques générales.

CHAPITRE II

Propriétés chimiques.

LIVRE III

RELATIONS ENTRE LES PROPRIÉTÉS DES MINÉRAUX

LIVRE IV

DESCRIPTION ET DÉTERMINATION DES MINÉRAUX

CHAPITRE PREMIER

Termes descriptifs.

CHAPITRE II

Détermination des minéraux.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION DES ESPÈCES MINÉRALES LES PLUS IMPORTANTES

SECTION I

Les éléments.

SECTION II

Les haloïdes.

SECTION III

Les monosulfures.

SECTION IV

Les bisulfures.

SECTION V

Les sesquisulfures.

SECTION VI

Les ferro-sulfures.

SECTION VII

Les sulfo-antimoniures, etc.

SECTION VIII

Les monoxydes.

SECTION IX

Les sesquioxydes.

SECTION X

Les bioxydes.

SECTION XI

Les bioxydes (Suite).

SECTION XII

Les aluminates, etc.

SECTION XIII

Les borates.

SECTION XIV

Les carbonates.

SECTION XV

Silicates des métaux divalents.

SECTION XVI

Silicates des métaux divalents (Suite).

SECTION XVII

Silicates (et titanates) des métaux divalents (Suite).

SECTION XVIII

Les silicates d'alumine.

SECTION XIX

Les silicates alcalins.

SECTION XX

Groupe du feldspath.

SECTION XXI

Silicates contenant des halogènes.

SECTION XXII

Les zéolites.

SECTION XXIII

Silicates contenant de l'eau de constitution.

SECTION XXIV

Silicates (Suite).

SECTION XXV

Les phosphates.

SECTION XXVI

Les sulfates.

SECTION XXVII

Les tungstates. niobates et nitrates.

TABLEAUX

REVUE GÉNÉRALE DU ROYAUME MINÉRAL

MINÉRALOGIE

INTRODUCTION

1. **Délimination du terme « minéraux »**. — Par le terme minéraux, on entend généralement les matières qui constituent la croûte solide de la terre; or ces matières peuvent se composer soit de substances inorganiques telles que le granite, soit de substances organiques, comme le charbon. Dans ce dernier cas, leur étude implique quelque connaissance des méthodes de la chimie organique. De plus elles peuvent, comme le granite, avoir une origine tout à fait indépendante des animaux vivants ou des plantes ; ou bien elles peuvent, comme le charbon ou la craie, avoir été produites par la vie ou la décomposition de pareils organismes. Dans ce dernier cas, leur étude demandera quelque connaissance des méthodes biologiques.

Dans l'ouvrage actuel, on se propose d'exclure de nos considérations la classe entière des matières organiques, ainsi que celles qui, bien qu'inorganiques par leur composition, ont été produites par des actions organiques. La dernière classe comprend les matières qui ont été sécrétées par des organismes vivants ou ont fait partie de ces derniers. La limitation qui précède nous dispense, par conséquent, de la nécessité de tenir compte des phénomènes vitaux dans notre étude des minéraux, ou d'avoir à traiter aucun problème biologique. La craie, les perles, la terre de diatomées, bien qu'inorganiques par leur composition, seront exclues comme composées de coquilles, de sécrétions ou de squelettes d'organismes vivants; le charbon, l'ambre et le guano seront exclus en raison de leur composition organique aussi bien que de leur mode d'origine ; il en sera de même pour le pétrole, en raison seulement de sa composition organique, bien que son origine puisse avoir été sans aucune liaison avec la vie ou la destruction d'aucun organisme.

Il n'y a pas de raison logique pour que les gaz et les liquides de la croûte de la terre ne soient pas décrits dans un traité de minéralogie, en même temps que les matières solides, puisque la condition solide, liquide ou gazeuse d'une substance dépend uniquement de la température et de la pression à laquelle elle est soumise; et en effet la glace des régions polaires a tous les droits possibles à être regardée comme une portion solide de la croûte de la terre. Les seuls liquides qui trouvent nécessairement place dans une description complète du royaume minéral sont le mercure et l'eau, mais ils ne présentent qu'un très petit intérêt spécial eu égard à l'étude générale des minéraux, et par le fait leur description minéralogique est incomplète à moins qu'on ne tienne compte des caractères qu'ils présentent quand ils sont solides, dans le sens où le mot solide a été employé ci-dèssus eu égard à la croûte de la terre.

2. **Propriétés essentielles des minéraux.** — Les morceaux de matière minérale, qui se trouvent posséder les mêmes propriétés, sont dites appartenir à la même « espèce » de minéral; le nombre des espèces minérales est très limité : on n'en connaît qu'environ 800 qui soient réellement définies; et toutes les roches et les pierres de la croûte de la terre, qui ne sont pas des minéraux simples, sont formées de quelques-unes de ces espèces mélangées en proportions diverses. Dans quelques conditions que se rencontrent les minéraux, et de quelque manière qu'ils aient été produits, certaines propriétés appartiennent à chacun d'eux, et se montrent dans tout échantillon de ce minéral, et c'est par ces propriétés que chaque espèce de minéral est définie avec précision.

Il est donc nécessaire d'étudier d'abord les propriétés de chaque minéral et l'objet du présent volume est d'indiquer comment ceci s'effectue. L'étude exacte des minéraux ne s'est développée que récemment, depuis la découverte des méthodes qui permettent de déterminer leurs propriétés facilement et d'une manière exacte. Auparavant on avait l'habitude de les distinguer par leur couleur, leur éclat, leur dureté, leur cassure, et par des caractères superficiels dont quelques-uns, bien que faciles à observer, ne sont pas susceptibles d'être mesurés exactement, tandis que d'autres sont même variables dans des échantillons différents du même minéral. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'y a pas une propriété qui suffise à elle seule pour distinguer un minéral donné des autres; il est fort probable que, quand on aura découvert des moyens de déterminer la constitution chimique d'une matière

complète, dans le sens où cela est possible pour quelques-uns des composés charbonnés de la chimie organique, cela seul sera suffisant, et toutes les autres propriétés s'en déduiront; mais à présent nous sommes forcés d'employer au moins deux propriétés, à savoir : la composition chimique (composition centésimale, voir page 235) et la forme cristalline; celles-ci, quand elles sont complètement connues, sont nécessaires et suffisantes pour définir et déterminer un minéral quelconque.

Deux ou plusieurs minéraux peuvent avoir la même composition chimique (par exemple, le rutile et l'anatase) et cependant différer dans toutes les autres propriétés essentielles; deux ou plusieurs minéraux peuvent avoir la même forme (exemple, le sel et la fluorine) et cependant différer à tous autres égards; mais s'ils possèdent la même composition et la même forme, ils auront certainement aussi en commun d'autres propriétés — que nous pouvons à l'avenir appeler les propriétés « essentielles » — et l'on dira par suite qu'ils appartiennent à la même espèce minérale.

Les caractères des minéraux, qui varient dans des échantillons différents ayant la même forme et la même composition, ne sont pas essentiels; on leur a généralement attribué une importance bien trop grande dans la définition et l'identification des espèces minérales; des caractères de ce genre sont la structure, l'habitus, la couleur et la forme des agrégats minéraux.

3. **Les deux sortes de propriétés essentielles**. — Les propriétés essentielles des minéraux, comme de toutes les substances cristallisées, sont de deux sortes. D'abord celles qui ne comportent aucune direction particulière, mais représentent la nature de la substance dans son ensemble; telles sont la densité, la chaleur spécifique, la composition chimique; et, en second lieu, celles qui sont mesurées suivant une certaine direction définie.

Prenons par exemple les propriétés relatives à la chaleur; la chaleur spécifique est mesurable exactement, mais pas suivant une direction particulière; un morceau de cristal de roche a pour chaleur spécifique 0,1881, mais nous ne pouvons pas parler d'une direction de chaleur spécifique. D'autre part la dilatation pour une élévation donnée de température peut être mesurée suivant une direction déterminée.

Ainsi une sphère (figure 1), découpée dans du cristal de roche dont la forme naturelle est représentée dans la figure 2, se transforme en la figure

ovale ou le sphéroïde de la figure 3, par suite de la dilatation inégale suivant des directions différentes et celles-ci peuvent être déterminées en mesurant les dimensions exactes du sphéroïde. On trouvera que la

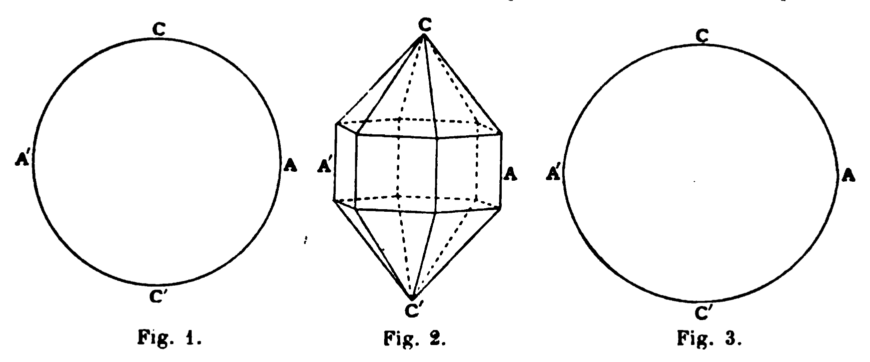


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3.

dilatation du cristal de roche suivant des directions telles que AA′ a été deux fois aussi grande que celle suivant CC′.

On peut d'après cela établir une distinction entre les propriétés générales et les propriétés *en direction*; aux premières appartiennent la chaleur spécifique, la température de fusion, et la composition chimique; aux secondes la cohésion, l'élasticité, et un certain nombre de propriétés optiques, thermales, électriques et magnétiques, aussi bien que la forme cristalline.

4. **Les deux états suivant lesquels se présentent les minéraux.** — Quand on étudie les propriétés en direction des minéraux, on trouve que des échantillons différents peuvent se comporter d'une ou de deux manières. Dans un morceau uniforme d'un minéral, ou bien (1) toutes les propriétés en direction sont les mêmes suivant toute direction, ou bien (2) quelques-unes d'entre elles varient avec la direction.

Dans le premier cas le minéral est dit *amorphe*, dans le second on dit qu'il est *cristallisé*.

Par exemple, l'opale, qui a une composition peu différente de celle du cristal de roche, en diffère d'une manière visible en ce qu'elle est amorphe. Ainsi une sphère d'opale ne devient pas, comme le cristal de roche, un sphéroïde quand on la chauffe, mais reste une sphère, parce que sa dilatation est la même suivant toutes les directions.

Un minéral amorphe n'a pas de forme caractéristique. Chaque minéral cristallisé a une forme caractéristique, et un minéral montrant sa forme caractéristique est appelé un *cristal*. La figure 2 est la forme caractéristique du cristal de roche.

Mais les minéraux, quand ils sont cristallisés, ne se présentent pas toujours en cristaux simples et isolés de ce genre. La manière d'être du sucre ordinaire met en évidence les divers cas possibles. Si on lui permet de se séparer lentement de sa dissolution, le sucre apparaît en tablettes séparées, dont chacune est un *cristal* simple. Mais le sucre ordinaire en pains n'est ni une matière amorphe, ni un cristal; les propriétés d'un morceau de sucre de ce genre sont en apparence les mêmes suivant toute direction, mais le morceau n'est pas amorphe, parce qu'il n'est réellement pas homogène ; on peut le briser en un certain nombre de fragments minuscules, dont chacun est une portion d'un cristal simple. Il est par suite évident qu'un minéral cristallisé ne montre pas nécessairement toujours sa forme caractéristique, car ce peut être une masse composée d'un certain nombre de cristaux aggrégés ensemble de manière à interférer les uns avec les autres et à masquer leurs formes caractéristiques par leur contact mutuel. Une masse de ce genre est dite *cristalline*. La figure 4 montre l'apparence que présente sous le microscope polarisant une coupe mince de quartz (ou de quartzite), la même matière qui, sous la forme de la figure 2, est connue sous le nom de cristal de roche. Si un minéral se comporte comme une substance amorphe, il est généralement nécessaire de l'examiner au moyen du microscope pour déterminer s'il n'est pas en réalité une masse de cristaux minuscules, auquel cas il est appelé microcristallin.

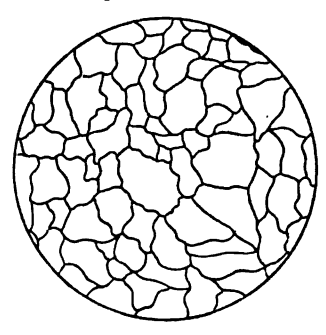


Fig. 4. — Section de quarzite.

Donc, en définitive, les deux états suivant lesquels un minéral peut se rencontrer sont :

1° L'état *cristallisé*, quand la masse dans son ensemble, ou chacun de ses grains, révèle des propriétés qui sont différentes suivant des directions différentes, mais les mêmes suivant des directions parallèles.

2° L'état *amorphe*, quand il ne présente pas de propriétés qui varient régulièrement avec la direction. Dans ce cas, le minéral est : ou une poudre (comme l'ocre), ou un verre (comme l'opale).

Un minéral ne peut présenter ces propriétés variant régulièrement avec la direction que quand il est cristallisé. Sans elles il peut être impossible de faire la distinction entre deux minéraux différents qui ont la même composition, puisque les propriétés générales donnent seulement la nature de la substance dans son ensemble, mais peuvent

ne pas différer suffisamment pour l'objet en vue ; de même qu'en chimie il peut être impossible d'établir la distinction entre deux isomères ayant à peu près les mêmes réactions et le même point de fusion, à moins qu'on ne puisse les obtenir sous forme de cristaux.

Il est raisonnable de supposer que les particules dont se compose un cristal sont placées côte à côte suivant un certain arrangement régulier, comme les hommes dans un bataillon de soldats ; tandis que dans une substance amorphe, elles n'ont aucun ordre régulier. Sans quelque hypothèse de ce genre, il est impossible de comprendre comment les propriétés d'un cristal varient régulièrement avec la direction. Ceci est de plus en accord complet avec ce que nous savons sur la formation des cristaux. Quand une substance cristallise en passant de l'état de solution ou de l'état liquide à l'état solide, le cristal augmente de taille par l'addition de matière nouvelle sur sa surface ; ceci est entièrement différent du mode de croissance de la matière vivante et ne peut s'expliquer que par le dépôt de couche après couche de particules minuscules ; et comme ni la forme caractéristique, ni les propriétés physiques ne changent à mesure que le cristal croît, il faut supposer que les particules continuent à se déposer avec le même arrangement régulier.

Comme les caractères cristallins aussi bien que la composition chimique sont nécessaires pour la définition complète d'un minéral, la condition cristalline est évidemment la seule sous laquelle un minéral puisse être étudié complètement, bien qu'il puisse exister sous l'un ou l'autre état.

5. Étude scientifique des minéraux. — L'histoire de la minéralogie a commencé avec le développement des mines et des arts décoratifs ; c'est en recherchant les matières utiles et ornementales que la nature et les propriétés des minéraux les plus communs ont été découvertes.

La nature métallifère de certains minerais, le brillant et la dureté de certaines pierres précieuses ont été ainsi mises au jour ; l'emploi de certains minéraux comme sources de produits utiles, tels que la chaux, le plâtre de Paris, le verre, etc., d'autres comme pigments, d'autres encore pour leurs vertus médicinales ont conduit à l'étude de leurs propriétés. Il devint de plus nécessaire de rechercher leurs modes d'occurence et les caractères permettant de les reconnaître pour savoir où l'on pourrait vraisemblablement les trouver et comment on pourrait les distinguer une fois trouvés.

Vers le commencement du XIXe siècle ; le temps vint, exactement

comme cela arrive dans l'histoire de toute science, où la minéralogie devint une étude poursuivie pour elle-même, d'une manière systématique, en vue de découvrir les lois générales qu'elle révèle.

La minéralogie n'est pas, comme la physique ou la chimie, consacrée à l'étude de lois particulières, mais plutôt de matières particulières, et la minéralogie scientifique est l'investigation exacte des minéraux sous tous leurs aspects, et non pas seulement de leurs qualités utiles pour les applications industrielles ou artistiques. C'est donc le devoir du minéralogiste d'examiner chaque portion de la croûte terrestre ; de déterminer toutes les propriétés de tous les minéraux, communs ou rares ; de les classifier et de les comparer en vue d'établir comment ils se ressemblent et comment ils diffèrent. Ayant en vue un champ aussi large, il ne laisse de côté aucune méthode de recherche sans l'essayer ; et comme conséquence, l'étude de la minéralogie purement scientifique, comme toutes les autres recherches, a conduit à la découverte de beaucoup de propriétés utiles et suggestives qui auraient été négligées dans toute tentative ayant pour objet simplement de satisfaire aux besoins présents. C'est ainsi qu'elle a largement contribué à la chimie, à la physique et à la géologie ; à la chimie par exemple par la découverte d'éléments et de composés nouveaux ; à la physique par l'étude des caractères optiques et électriques de minéraux tels que le spath d'Islande, le cristal de roche, et la tourmaline ; à la géologie par l'identification microscopique des minéraux qui forment les roches, identification nécessaire pour comprendre la genèse des roches.

Une branche importante de la minéralogie scientifique est l'étude des modes et des lieux d'occurrence des minéraux, de leur origine et des changements auxquels ils sont sujets. C'est dans une large mesure un sujet entièrement indépendant, excepté en ce qu'il fait la lumière sur la nature des minéraux eux-mêmes ; c'est de plus une étude qui devrait suivre celle des propriétés essentielles des minéraux, car ces propriétés essentielles ne varient pas avec l'origine et le mode d'occurrence ; la composition chimique et la forme sont constantes pour chaque minéral, quelque soit l'époque ou le lieu qui lui ait donné naissance.

C'est pour cette raison que le présent volume traite presque exclusivement des propriétés essentielles des minéraux et des méthodes par lesquelles on les étudie ; on n'y fera mention de leurs modes naturels d'occurrence, de leur origine et de leurs altérations qu'autant qu'ils contribueront à nous faire connaître leurs propriétés.

D'après ce qu'on a dit ci-dessus, il est clair que les propriétés des minéraux ne peuvent être étudiées d'une manière appropriée que sur

des échantillons cristallisés et que l'étude exacte et complète des minéraux ne peut être établie qu'avec l'aide de la science de la cristallographique.

De plus l'examen des propriétés physiques et géométriques des cristaux peut se faire sans qu'il soit nécessaire de les détruire, tandis que la composition chimique ne peut être déterminée que par l'analyse ou la destruction de la matière ; il est donc naturel de commencer notre étude des propriétés essentielles par la première voie et d'apprendre à rechercher la nature d'un minéral autant que possible avant de le détruire.

Comme l'abbé Haüy (qui a été le fondateur de la cristallographie en tant que science) le remarque dans son *Traité de Minéralogie* (1801) : « S'il est des cas où le minéralogiste ne peut se dispenser de dire au chimiste : *Apprenez-moi ce que vous venez d'analyser*, il en est d'autres où le chimiste, pour être prudent, doit dire au minéralogiste : *Apprenez-moi ce que je vais analyser* ».

En conséquence nous allons commencer tout d'abord par les propriétés géométriques et physiques des minéraux, avant de considérer leurs propriétés générales et la nature de leurs diverses espèces.

PREMIÈRE PARTIE

PROPRIÉTÉS ESSENTIELLES DES MINÉRAUX

LIVRE I

PROPRIÉTÉS CRISTALLINES

CHAPITRE PREMIER

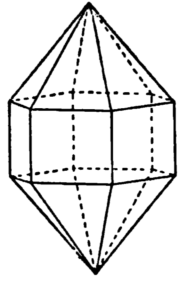
FORME CRISTALLINE DES MINÉRAUX

1. **Cristaux**. — La plupart des substances, quand on les laisse se solidifier lentement, soit d'une solution, soit de la condition liquide, soit de l'état de vapeur, prennent des formes caractéristiques, délimitées par des surfaces planes ; on les appelle des cristaux ; on dit qu'en se solidifiant la substance cristallise, et les surfaces planes d'un cristal sont appelées ses faces. Des exemples familiers de ces trois modes de cristallisation sont : 1° les cristaux de sel ou de borax qui se déposent dans les solutions de ces substances, quand on laisse évaporer lentement l'eau dans laquelle elles étaient dissoutes; 2° les cristaux de soufre qui encroûtent les parois d'un creuset contenant du soufre fondu, quand on verse une portion de la masse qui se refroidit ; 3° les cristaux brillants qui se forment sur les parois d'une bouteille contenant du camphre ; ces derniers sont dus à la volatilisation graduelle du camphre et à sa condensation de l'état de vapeur.

Des cristaux peuvent aussi se former de l'une quelconque de ces trois manières, quand une substance résulte de la combinaison ou de la décomposition d'autres substances ; comme par exemple, quand un précipité cristallin se produit par le mélange de deux solutions.

La plupart des minéraux se rencontrent, quelquefois tout au moins, sous forme de cristaux ; le quartz ou cristal de roche se présente sous la forme d'un prisme hexagonal terminé par des pyramides hexago-

nales (fig. 5) ; le spath fluor sous forme de cubes dont les six faces sont des carrés (fig. 6) ; le spinelle en octaèdres réguliers dont les huit faces sont des triangles équilatéraux (fig. 7) ; le grenat en dodécaèdres



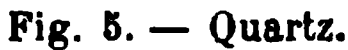


Fig. 5. — Quartz.

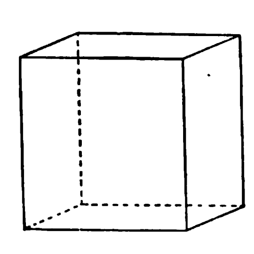


Fig. 6. — Spath-Fluor.

rhombiques dont les faces sont douze rhombes (fig. 8) ; chaque minéral a sa forme caractéristique propre.

Comme on l'a dit ci-dessus, la forme d'un cristal est supposée due

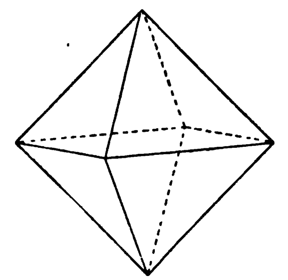


Fig. 7. — Spinelle.

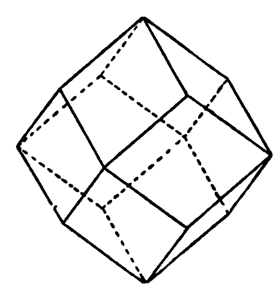


Fig. 8. — Grenat.

à un arrangement régulier des particules, de même que la forme d'un carré militaire est due à l'arrangement régulier des hommes ; en solution ou dans la condition liquide ou gazeuze, les particules sont supposées libres de se mouvoir dans toutes les directions ; dans l'état solide, elles sont supposées maintenues par l'action comprimante des particules voisines de telle sorte que chacune d'elles ne peut se déplacer que d'une quantité limitée par rapport à une position fixe et qu'elles peuvent être regardées pratiquement comme stationnaires. Comme on peut s'y attendre d'après cela, la forme essentielle du cristal se trouve dépendre de la nature de la substance et non des conditions dans lesquelles il a cristallisé ; elle est tout à fait distincte de toute autre forme qne le minéral peut être forcé de prendre ou suivant laquelle il peut être taillé. Une solution de borax ne peut donner de cristaux ayant

d'autre forme que celle caractéristique du borax, et ni le spath fluor, ni le grenat ne peuvent prendre spontanément la forme du quartz ou de la calcite.

2. **Constance d'angle.** — Bien que la forme cristalline d'un minéral donné soit caractéristique et constante, il ne faut pas supposer qu'elle présente toujours la même apparence à l'œil. Nous venons de dire que le spinelle cristallise en « octaèdres réguliers ». L'octaèdre régulier de la géométrie est une figure dont les faces sont huit triangles équilaté-

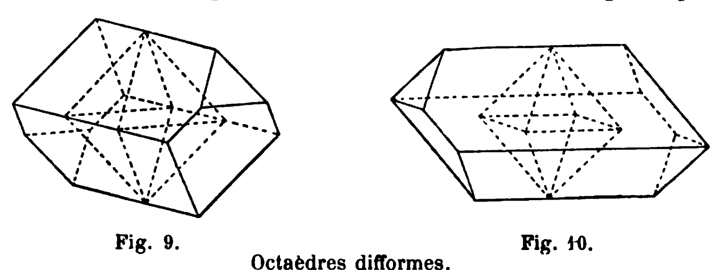


Fig. 9. Fig. 10.
Octaèdres difformes.

raux égaux; c'est la seule figure qu'on puisse construire avec huit de ces triangles et si l'on le coupe par un plan perpendiculaire à une de ses arêtes, la section aura un angle de 109° 28 1/4′; cependant l'octaèdre du spinelle, bien qu'ayant toujours huit faces, peut présenter une variété de formes irrégulières suivant la taille et la forme relatives de ses faces comme le montrent les figures 9 et 10. Comment donc le cristal de spinelle peut-il être appelé un octaèdre? Un examen plus attentif montrera que ces variations de formes sont dues simplement à des différences dans les « tailles » des faces; dans les deux figures les directions des faces ne sont pas changées, car elles sont parallèles à celles de l'octaèdre régulier qui est représenté en lignes pointillées dans leur intérieur; et une section perpendiculaire à l'une quelconque des arêtes de l'octaèdre donnerait toujours l'angle de 109° 28 1/4′. Les figures 9 et 10 sont toutes les deux appelées des octaèdres réguliers, parce que leurs faces sont parallèles à celles de l'octaèdre régulier et font entre elles les angles de celui-ci, bien que les faces ne soient pas de même taille. On peut les appeler octaèdres *difformes*. Comme exemples frappants de figures difformes de ce genre, on peut citer les fibres délicates de cuprite, connues sous le nom de chalcotrichites, qui sont en réalité des cubes allongés de grande longueur par rapport à leur largeur. On trouve que les variations de la forme idéale dans les cristaux difformes sont dues aux conditions dans lesquelles les cristaux

se sont formés. Si, par exemple, un cristal en voie d'accroissement est placé de telle manière qu'il puisse croître plus facilement dans une direction que dans les autres, il deviendra allongé suivant cette direction.

La forme que prend un cristal en vertu des « tailles relatives » de ses faces est appelée son *habitus;* ainsi un octaèdre peut prendre un habitus *tabulaire* ou (fig. 10) *prismatique*, selon qu'il devient une

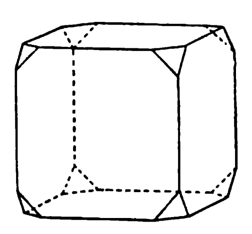


Fig. 11.

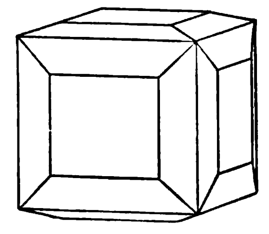


Fig. 12.

Cubes avec faces secondaires.

tablette ou un prisme par suite de l'élargissement de deux ou de quatre de ses faces; mais les variations d'habitus n'indiquent aucun changement dans la forme réelle du cristal.

La constance d'angle a été établie dans le cas du quartz en 1669 par Nicolaus Steno, le fameux physicien, géologue et théologien Danois; en pratiquant des sections en travers des cristaux, il trouva que les angles des sections correspondantes étaient les mêmes, quelques difformités que pussent présenter les cristaux. Ce fut la première tentative heureuse en vue de découvrir une loi quelconque réglant la forme des cristaux. Un siècle plus tard, Romé de l'Isle jetta les fondations de la cristallographie en examinant un nombre énorme de minéraux et de substances cristallisées; il parvint à montrer que chacune pouvait être rapportée à une certaine forme caractéristique qu'il appela la *forme primitive* et que tous les cristaux de la substance avaient ou bien les angles constants de la forme primitive, ou bien se composaient de la forme primitive portant d'autres faces dites secondaires sur ses angles ou ses arêtes. Ainsi le cube est la forme primitive du spath fluor, et les cristaux de spath fluor sont des cubes simples, ou ont des faces secondaires dérivées du cube d'une manière régulière.

3. **Emploi des méthodes géométriques.** — Il y a cinq « solides réguliers » connus en géométrie (octaèdre, cube, tétraèdre, dodécaèdre régulier, icosaèdre); chacun d'eux est limité par un certain nombre de

faces égales équilatérales et équiangulaires. Parmi celles-ci, les trois premières se rencontrent parmi les cristaux, mais comme nous venons de le voir, les faces correspondantes du cristal naturel ne sont pas nécessairement les mêmes comme taille et comme forme.

Il y a pourtant un sens suivant lequel elles peuvent être appelées faces semblables ; ainsi on trouve que tous les plans d'un cube de fluor non seulement ont les mêmes inclinaisons mutuelles, mais de plus qu'elles sont identiques quant à leurs *caractères physiques ;* elles ont la même dureté et le même lustre ; elles se comportent de la même manière quand elles sont exposées d'une manière similaire à l'action des mêmes agents, tels que la chaleur, la lumière et l'électricité ; elles sont affectées de la même manière par les mêmes dissolvants ; c'est dans ce sens aussi que les huit faces d'un octaèdre de spinelle ou les douze faces d'un dodécaèdre de grenat sont des faces *semblables.*

Des faces différentes d'un cristal peuvent différer en couleur, en brillant, en poli, etc. (voy. fig. 76, 447, 494), mais les faces qui sont réellement semblables sont identiques à tous ces égards.

Pour découvrir quelles sont les faces semblables d'un cristal difforme, il faut tenir compte de tous les caractères physiques de ce genre. Par le fait il est évident que l'étude des cristaux n'est pas uniquement une branche de la géométrie ; pour reconnaître quelles faces sont réellement semblables, il est nécessaire d'examiner non seulement leurs relations angulaires, mais encore leurs propriétés physiques.

D'un autre côté l'étude de la forme cristalline d'un minéral peut être faite par des méthodes purement géométriques, si toutes les faces semblables sont représentées par des plans identiques de forme et de taille ; en d'autres termes, quand le cristal a été idéalisé en une forme géométrique dans laquelle la similitude *physique* est indiquée par l'identité *géométrique* de forme et de taille. Dans ce sens, la figure 7 est une représentation idéale des deux cristaux de spinelle des figures 9 et 10, car ses huit faces sont identiques comme taille et comme forme, exactement comme celles du spinelle sont identiques dans leurs caractères physiques. De la même manière, le spath fluor, quelque soit son aspect, est dit cristalliser en cubes quand il est borné par six faces *semblables* perpendiculaires les unes sur les autres ; et le grenat est dit cristalliser en dodécaèdres rhombiques, quand il est limité par douze *faces semblables* inclinées à angles égaux les unes sur les autres.

Mais il ne faut pas oublier que la figure idéale ou géométrique n'est qu'une représentation de la réalité physique.

Quand un cristal s'est développé dans des conditions uniformes, il

prend quelquefois presque exactement la figure géométrique parfaite, toutes ses faces semblables étant géométriquement identiques, c'est-à-dire ayant la même forme et la même taille. Les dodécaèdres rhombiques du grenat et les octaèdres de magnétite sont souvent presque géométriquement parfaits.

4. **Clivage**. — De tous les caractères physiques d'un cristal, la curieuse propriété du clivage est l'une des plus importantes et celle qu'il est le plus facile d'observer. Beaucoup de cristaux, quand on les frappe avec un marteau ou quand on exerce sur eux une pression avec la lame d'un couteau ou une pointe aiguë, se divisent par séparation le long de certains plans. Le mica (souvent appelé à tort talc) et le gypse peuvent facilement se fendre suivant des feuilles aussi minces qu'on le veut. Le diamant non seulement *cristallise* en octaèdres (fig. 7) mais aussi se fend ou *se clive*, quand on le frappe, suivant des surfaces parallèles aux huit faces de l'octaèdre : c'est un fait que mettent à profit les fendeurs et tailleurs de diamants. L'octaèdre provenant par clivage d'un cristal de diamant n'aura pas nécessairement toutes ses faces de la même taille, mais il peut facilement être ramené à l'octaèdre géométrique idéal en détachant des lames minces parallèles aux plus petites faces jusqu'à ce qu'elles soient toutes égales. Les plans de clivage sont souvent parfaitement polis et ont un brillant de surface pareil à celui des faces cristallines naturelles, qu'on ne peut pas imiter par un polissage artificiel quelconque.

Maintenant comme un cristal quelconque de diamant peut être fendu avec une *égale* facilité suivant quatre surfaces planes également inclinées les unes sur les autres suivant les angles du tétraèdre régulier, ces quatre plans, avec les quatre plans qui leur sont parallèles, constituent les huit faces d'un tétraèdre régulier et l'on dit que le diamant a un clivage *octaédral*. Si les quatre clivages ne se produisaient pas avec une égale facilité, ils ne représenteraient pas des plans semblables et par suite ne pourraient pas appartenir à l'octaèdre *régulier*. De plus on trouve que le clivage se produit parallèlement aux faces naturelles du cristal de diamant et non pas suivant un autre système quelconque de plans inclinés les uns sur les autres suivant l'angle de l'octaèdre.

De la même manière, un cube de galène peut être fendu avec une égale facilité parallèlement à toutes ses six faces et peut ainsi être subdivisé en petits *cubes* de clivages ; on dit d'après cela que la galène se clive parallèlement aux faces du cube, ou qu'elle a un clivage *cubique* (fig. 37).

Le clivage avait été observé de très bonne heure et avait été étudié par Bergmann (1773), mais cette propriété acquit une nouvelle importance dans les recherches de l'Abbé Haüy de Paris ; il fut le premier (1784) à observer que tous les cristaux de la même substance possèdent le même clivage et il fut conduit par cette observation à une théorie de la structure cristalline qui expliqua tous les faits connus et éleva pour la première fois l'étude des cristaux à la dignité d'une science. Voici comment il rend compte de sa découverte ; « L'idée

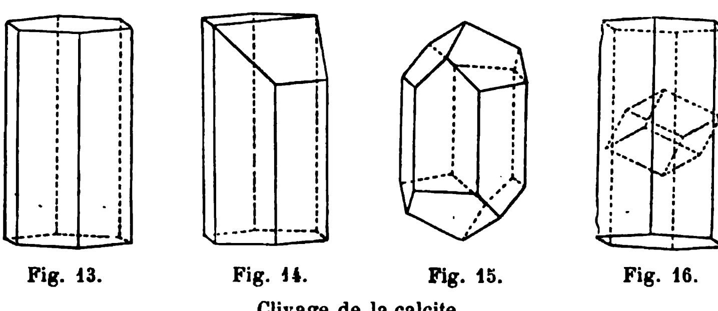


Fig. 13. Fig. 14. Fig. 15. Fig. 16.

Clivage de la calcite.

fondamentale de toute ma théorie m'a été suggérée par une observation que je fis sur le spath calcaire en prismes à six pans terminés par deux faces hexagonales (fig. 13). J'avais remarqué qu'un cristal de cette variété, ayant été détaché par hasard d'un groupe, s'était cassé obliquement de telle manière que la cassure présentait une surface propre, ayant l'éclat qu'on peut reconnaître comme le poli de la nature (fig. 14). Je m'efforçai alors d'obtenir du même prisme des sections dans d'autres directions et, après plusieurs tentatives, je réussis à obtenir de chaque côté du prisme trois sections obliques (fig. 15); par de nouvelles sections parallèles aux premières j'enlevai du centre du prisme un rhomboïde précisément semblable au spath d'Islande (voy. fig. 16). Frappé par cette observation, je pris d'autres spaths calcaires..... et je trouvai en eux le même noyau rhomboïdal qui avait été fourni par le prisme mentionné ci-dessus. Des essais semblables affectués sur des cristaux de divers genres différents, assez tendres pour être séparés facilement, me donnèrent des noyaux avec d'autres formes, mais dont chacun était invariable pour le même genre de cristal.»

Il est fait allusion plus loin (p. 24) à la théorie de la structure cristalline qu'Haüy basa sur ces observations ; à présent nous nous intéressons seulement à ce fait que la calcite a un clivage caractéristique qui n'est pas parallèle au prisme hexagonal dans les cristaux de cette forme.

Dans l'octaèdre du diamant et dans le cube de la galène, le clivage était parallèle aux formes naturelles du cristal, mais ce n'est pas nécessairement le cas. Un cristal peut avoir une forme et sa figure de clivage une autre. La figure 17 représente un cube de spath fluor dont les angles ont été abattus par clivage ; chaque coin a été ainsi

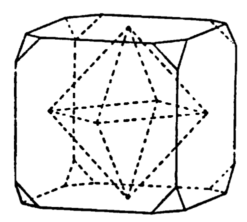


Fig. 17.

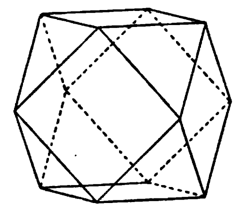


Fig. 18.

Clivage du spath fluor.

remplacé par un nouveau plan triangulaire qui a enlevé trois longueurs égales sur les arêtes du cube qui se rencontrent dans le coin ; ce procédé peut être continué en enlevant de plus en plus de chaque coin par clivage, jusqu'à ce qu'on obtienne la forme de la figure 18 ; finalement si le clivage est poussé ainsi assez loin pour que les nouvelles faces se rencontrent au centre de chaque face du cube, le cristal original sera converti en l'octaèdre régulier qui est représenté en pointillé dans la figure 17 comme inscrit dans le cube. Donc l'octaèdre peut être dérivé du cube par le clivage du spath fluor et l'on dit que ce minéral cristallise en cubes, mais qu'il a un clivage octaédral.

5. **Combinaisons**. — Le cristal de la figure 18 se compose à la fois des faces du cube et de l'octaèdre et est appelé *cubo-octaèdre* ; une figure de ce genre peut résulter non seulement du clivage, mais aussi de la formation naturelle ; par exemple le spath fluor cristallise habituellement en cubes, mais il peut aussi cristalliser en cubo-octaèdres, identiques chacun avec un cubo-octaèdre obtenu en enlevant par clivage les coins d'un cube.

Les cristaux qui combinent deux ou plusieurs figures simples sont appelés des *combinaisons ;* ainsi la figure 17 est une combinaison du cube et de l'octaèdre. La figure 18 est la même combinaison dans laquelle les faces de l'octaèdre sont plus larges. Dans une combinaison de deux ou plusieurs figures, la figure prédominante est dite avoir ses arêtes ou ses angles *remplacés* ou modifiés par les faces plus petites des autres figures.

Dans le langage de Romé de l'Isle, les faces prédominantes sont celles de la figure primitive, les autres sont des faces secondaires qui modifient ses angles et ses arêtes. Il trouva, par exemple, que le spath fluor pouvait être rapporté au cube comme figure primitive et que, parmi les faces secondaires, on rencontrait celles de l'octaèdre.

6. **Symétrie**. — Il y a bien des manières de recouper un cube suivant un octaèdre; mais on voit par la figure 17 que l'octaèdre de clivage fourni par la nature et provenant d'un cube de spath fluor est le seul qui puisse être dérivé *symétriquement* du cube; ses faces sont parallèles à celles de l'octaèdre inscrit. On a reconnu que c'est là une loi universelle : la figure de clivage est toujours un polyèdre qui peut dériver symétriquement du cristal lui-même; et de plus, dans chaque combinaison, chaque figure a toujours ses arêtes et ses angles modifiés symétriquement par les faces de l'autre.

Or une figure géométrique est symétrique quand chacune de ses parties est semblable comme forme à une ou plusieurs autres parties; le cube géométrique a huit angles semblables, six faces semblables et douze arêtes semblables. De la même manière, le cube cristal a huit angles semblables, six faces et douze arêtes semblables. Ici, comme plus haut, il faut entendre que le mot *semblable* signifie identique au point de vue des propriétés physiques et des inclinaisons mutuelles, mais pas nécessairement identique en forme ou en taille.

Si donc un cristal de spath fluor doit être appelé un cube, il doit avoir la symétrie d'un cube géométrique et ses huit angles doivent être identiques dans tous leurs caractères physiques; si un angle peut être enlevé par un simple clivage plan également incliné sur les faces du cube, les autres angles doivent être susceptibles du même clivage et la figure de clivage doit être un octaèdre. Un cristal ayant l'apparence d'un cube, qui pourrait être clivé sur un de ses angles, mais pas sur tous, ne serait pas appelé un cube, car il n'aurait pas la symétrie physique correspondant au cube géométrique.

Il en est de même pour la production des faces secondaires; si un angle du cristal cube est remplacé par une face de l'octaèdre, tous ses angles doivent être remplacés de même et il devient une combinaison complète du cube et de l'octaèdre.

La loi simple de symétrie qui gouverne tous les caractères du développement d'un cristal peut s'énoncer ainsi : *les parties semblables d'un cristal sont modifiées d'une manière semblable*. Si certaines faces secondaires sont présentes sur l'angle ou l'arête d'un cristal, on trou-

vera des faces secondaires exactement semblables sur tous les angles ou arêtes semblables.

C'est cette loi qui donne la régularité et la beauté à l'infinie variété de formes appartenant à un minéral donné et qui rend possible l'explication des formes cristallines les plus compliquées et en apparence les plus capricieuses comme dérivations d'une figure primitive simple.

Les relations exactes entre les faces secondaires dérivées de la figure

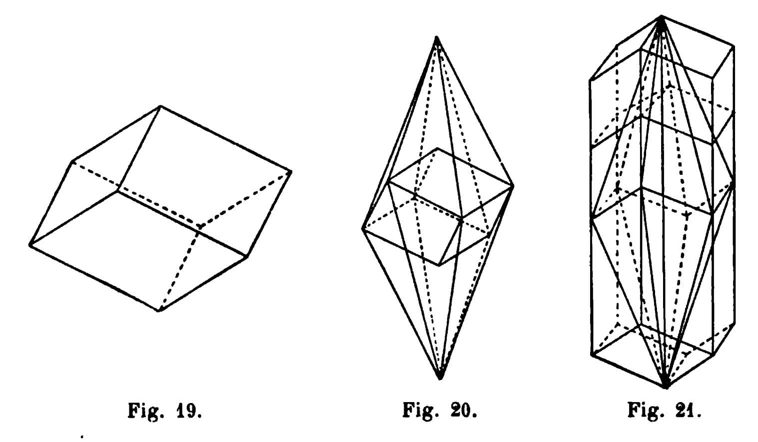


Fig. 19. Fig. 20. Fig. 21.

primitive ont été découvertes par Haüy et seront expliquées plus loin (p. 29) ; mais il est déjà bien clair que, dans un minéral, il ne peut entrer en combinaison que certaines figures. Par exemple, la calcite se sépare facilement par clivage suivant le rhomboèdre de la figure 19, et quelle que soit la forme du cristal, ce même rhomboèdre s'en dérivera par clivage, comme le montre la figure 39.

Une forme fréquente de la calcite (la variété commune dans le Derbyshyre et connue sous le nom de spath en *dent de chien*) est celle de la figure 20, et le rhomboèdre de clivage est représenté ici comme inscrit dans son intérieur. Ce rhomboèdre est lui-même une des formes suivant lesquelles la calcite cristallise et est regardé comme la forme primitive ; la figure 20 peut être dérivée symétriquement de la figure 19, mais comme elle ne peut être dérivée symétriquement du cube, elle ne peut jamais se rencontrer soit comme cristal, soit comme forme de clivage d'un minéral quelconque qui cristallise en cubes. La figure 21, copiée d'après Bergmann, indique clairement comment ces faits avaient été reconnus par lui dès 1773. La figure représente deux cristaux de calcite, un prisme terminé par les faces du rhomboèdre et la forme du spath en dent de chien, et montre comment le noyau rhomboédral de la figure 20 peut être obtenu de l'une ou l'autre par clivage.

7. Plans de symétrie. — Il y a beaucoup de manières suivant lesquelles une figure peut être symétrique ; par exemple par une répétition en spirale de ses parties, comme dans un escalier circulaire, ou dans les verticiles des plantes ; mais la symétrie cristalline a un caractère tout à fait distinct. Il va de soi qu'en étudiant la symétrie de forme, nous devons imaginer que notre cristal est géométriquement parfait et qu'il a des faces semblables égales en taille. En premier lieu un cristal de ce genre est limité par des faces planes ; en second lieu il peut posséder un centre de symétrie ou être « centro-symétrique, » de manière qu'une

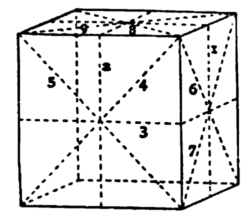


Fig. 22. — Plans de symétrie du cube.

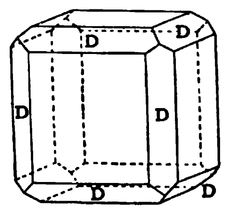


Fig. 23. — Combinaison : cube et dodécaèdre.

ligne menée par le centre rencontre le cristal en des points symétriques à ses deux extrémités ; en troisième lieu, il peut être divisible en deux moitiés égales par bissection suivant un plan passant par le centre. (Les autres cas possibles sont discutés plus loin (p. 42, 51.)

Un pareil plan de bissection a, en correspondance à tout point du cristal, un point semblable situé à la même distance du côté opposé, et est appelé un plan de symétrie. Si une moitié de la figure bissectée est placée devant un miroir, la moitié manquante est reconstituée par la réflexion ; un plan de symétrie est donc un plan sur lequel les caractères d'un cristal sont répétés comme par réflexion et sont entre eux dans le même rapport qu'un objet à son image.

Un cristal, qui ne peut être coupé en deux moitiés égales de ce genre que d'une seule manière, n'a qu'un seul plan de symétrie ; mais beaucoup de cristaux ont plus d'un plan de cette sorte. Le cube possède le degré de symétrie le plus élevé possible parmi les cristaux et a neuf de ces plans ; il peut être bissecté suivant chacun des trois plans (1, 2, 3,) parallèles à ses faces et suivant les six plans (4, 5, 6, 7, 8, 9) passant par un couple d'arêtes opposées (fig. 22, voy. aussi fig. 74).

Un cristal naturel peut avoir ses faces de tailles et formes variables et *paraître* tout à fait asymétrique, mais la symétrie sera évidente s'il est converti par la pensée en un cristal géométriquement parfait. Prenons comme centre un point quelconque, remplaçons chaque système de faces

semblables par des plans qui leur soit parallèles et équidistants du centre; nous construirons de cette manière une figure symétrique dans laquelle il sera facile de reconnaître les plans de symétrie du cristal; l'octaèdre pointillé des figures 9 et 10 a été déduit de cette manière de la figure difforme. C'est ainsi que sont faits les modèles cristallographiques et l'on peut facilement trouver leurs plans de symétrie à un simple examen. Dans cet ouvrage les cristaux ont également été dessinés non pas difformes, mais « en équilibre », de telle sorte que les faces semblables sont de même taille, pour que la symétrie puisse être plus apparente.

8. **Formes**. — Un groupe quelconque de faces cristallines obtenues en modifiant de la même manière toutes les parties semblables d'un cristal est appelé une *forme*. Ces faces doivent aussi être semblables les unes aux autres et par suite on peut également bien définir une forme comme étant un groupe complet de faces semblables sur un cristal.

En partant du cube (qui est une forme), les huit faces obtenues en recoupant les angles d'une manière égale constituent une forme distincte de tout autre groupe symétrique; l'octaèdre est donc une forme dérivée du cube.

Ou encore, si l'on remplace une arête du cube par une face secondaire D également inclinée sur les deux faces du cube qui se rencontrent suivant cette arête, alors chacune des arêtes du cube doit être remplacée d'une manière semblable en vertu de sa symétrie (fig. 23). Si le cube est recoupé parallèlement à ces plans jusqu'à ce qu'il soit entièrement remplacé par la nouvelle forme, on trouve que cette dernière est le dodécaèdre de la figure 8. Le dodécaèdre est donc une seconde forme dérivable du cube, comme l'octaèdre, et la figure 23 est une combinaison du cube et du dodécaèdre.

Chaque cristal est ou une forme simple, ou une combinaison de deux ou plusieurs formes; et la symétrie d'un cristal est la même que celle de la figure d'où il dérive.

9. **Formes dérivées du cube**. — Nous pouvons maintenant découvrir toutes les formes qui peuvent appartenir à un minéral (par exemple, à un spath fluor) en partant d'un cristal connu du minéral, tel que le cube, et en remplaçant par la pensée ses angles et ses arêtes par un procédé du même genre que le clivage. C'est de cette manière qu'on fait le plus facilement un modèle en bois d'une forme quelconque : ayant construit

une figure primitive dans laquelle toutes les faces semblables ont la même forme et la même taille, on en déduit une nouvelle forme en modifiant de la même manière tous les angles ou toutes les arêtes semblables. Ceci peut se faire des trois manières suivantes :

1° *Troncature.* — Lorsque deux faces semblables se rencontrent suivant une arête, celle-ci peut être remplacée par un plan également incliné sur elles (il doit avoir la même relation avec les deux faces, puisqu'elles sont semblables, et par suite doit faire le même angle avec chacune d'elles) ; ou bien un sommet, où se rencontrent trois ou plusieurs faces semblables, peut être remplacé par une face également inclinée sur elles. On dit que la nouvelle face *tronque* l'arête ou le sommet.

2° *Biseau.* — Quand deux faces semblables se rencontrent suivant une arête, cette arête peut être remplacée par un couple de plans *également* inclinés sur chacune d'elles respectivement. On dit que les nouvelles faces font un *biseau sur l'arête.*

3° *Remplacement.* — Une arête ou un sommet peut aussi être remplacé par un plan *inégalement* incliné sur eux ; on dit alors tout simplement que la nouvelle face *remplace* l'arête ou le sommet.

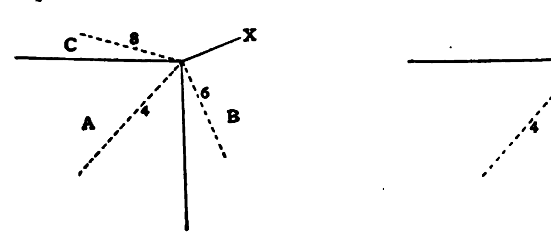


Fig. 24.

Fig. 25. — Troncature.

Ainsi si la figure 24 représente un sommet du cube avec ses plans de symétrie, l'arête X est tronquée par D dans la figure 25, biseautée par TT dans la figure 26 et le sommet est remplacé par x dans la figure 34.

Il sera maintenant facile au moyen de ces principes de construire toutes les formes possibles du spath fluor en partant du cube comme figure primitive ; on trouve qu'elles sont au nombre de six, comme il suit :

1° *Octaèdre.* — C'est la forme dérivée en tronquant chaque sommet du cube ; on a trouvé plus haut que c'est la forme résultant du clivage de la fluorine.

2° *Dodécaèdre* (fig. 8). — C'est la forme dérivée en tronquant les douze arètes du cube (voir fig. 23 ou 25) ; ses faces sont parallèles aux six diagonales de symétrie. Cette figure est appelée ***dodécaèdre rhombique*** pour la distinguer du ***dodécaèdre régulier*** dont les faces sont des pentagones réguliers.

3° *Cube pyramidé* (fig. 27). — Forme dérivée en biseautant chaque arête du cube comme dans la figure 26. Le nom indique sa ressemblance avec un cube portant sur chaque face une pyramide quadrangulaire

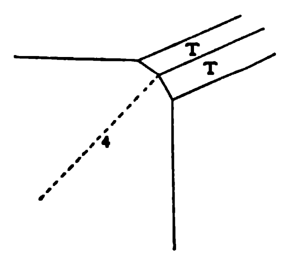
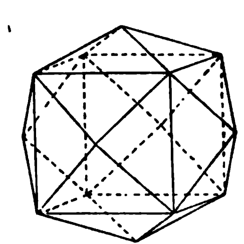


Fig. 26. — Biseau.


Fig. 27. — Cube pyramidé.

surbaissée ; elle est aussi connue sous le nom de tétrahexaèdre. La figure représente un cristal de spath fluor de Saint-Agnès, Cornouailles.

Il y a encore trois manières suivant lesquelles le sommet de la figure 24 peut être modifié. Les faces de l'octaèdre sont perpendiculaires à trois des plans de symétrie, savoir 4, 6, 8 ; la face dodécaèdrale D de la figure 25 est perpendiculaire aux plans de symétries 1 et 4 ; les deux faces du biseau T de la figure 26 sont perpendiculaires au plan de symétrie 1. Or une face ne peut être répétée que sur les plans de symétrie auxquels elle n'est pas perpendiculaire, puisque sur un plan de symétrie perpendiculaire elle coïncidera avec sa propre image réfléchie ; mais en variant l'inclinaison de la face secondaire les trois formes qui suivent sont possibles :

4. *Trioctaèdre* (fig. 30). — Si le sommet du cube est remplacé par une face perpendiculaire au plan de symétrie 8, de manière qu'elle soit également inclinée sur les faces A et B du cube, mais se rapproche plus d'être perpendiculaire à la face C du cube (fig. 28), cette opération doit être répétée sur les plans de symétrie 4 et 6, et la face sera accompagnée par deux autres faces, l'une perpendiculaire à 6 et l'autre perpendiculaire à 4. Chaque sommet du cube est ainsi remplacé par un groupe de trois faces, comme dans la figure 29 ; les vingt-quatre faces ainsi obtenues, quand on les étend de manière à faire disparaître le cube

original, constituent la forme de la figure 30, appelée octaèdre à trois faces, ou trioctaèdre, en raison de sa ressemblance avec un octaèdre

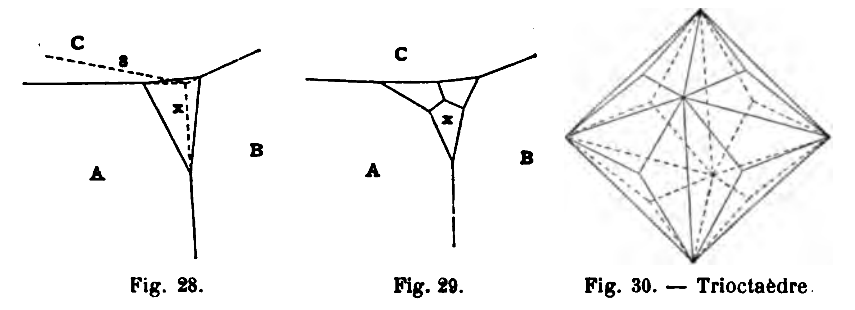


Fig. 28. Fig. 29. Fig. 30. — Trioctaèdre.

ayant une pyramide basse élevée sur chacune des faces de l'octaèdre. La figure représente une variété rare de spath fluor provenant de Strieguau en Silésie.

5° *Icositétraèdre* (fig. 33). — Si le sommet du cube est remplacé ensuite par une face perpendiculaire au plan de symétrie 8, mais qui

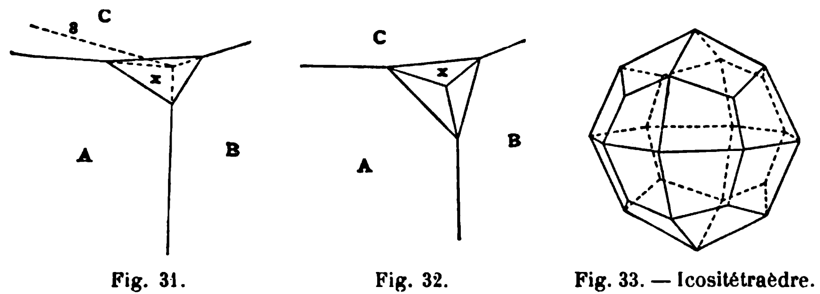


Fig. 31. Fig. 32. Fig. 33. — Icositétraèdre.

soit plus près d'être perpendiculaire sur les faces A et B du cube que sur la face C, comme cela est indiqué dans la figure 31, cette face doit être accompagnée de deux faces semblables respectivement perpendiculaires aux plans de symétrie 4 et 6 (fig. 32). La modification de chaque sommet du cube par un groupe semblable de trois faces donnera naissance à la forme de la figure 33, qui est connue sous le nom de figure à 24 faces, icositétraèdre ou trapézoèdre. La figure représente un cristal d'analcime.

6° *Hexaoctaèdre ou octaèdre à six faces* (fig. 36). — Enfin si le sommet est remplacé par une face x (fig. 34), inégalement inclinée sur les trois faces du cube, et qui par suite n'est perpendiculaire à aucun des trois plans de symétrie 4, 6, 8, elle doit être répétée par rapport à ces plans de symétrie et donne naissance à six faces, comme dans la

figure 35. Ce groupe répété sur les trois plans de symétrie 1, 2, 3, constitue la forme de la figure 36, connue sous le nom d'hexoctaèdre ou octaèdre à six faces, à cause de sa ressemblance avec un octaèdre ayant une pyramide basse à six faces élevée sur chacune de ses faces. Cette figure représente une variété rare de spath fluor de Striegau.

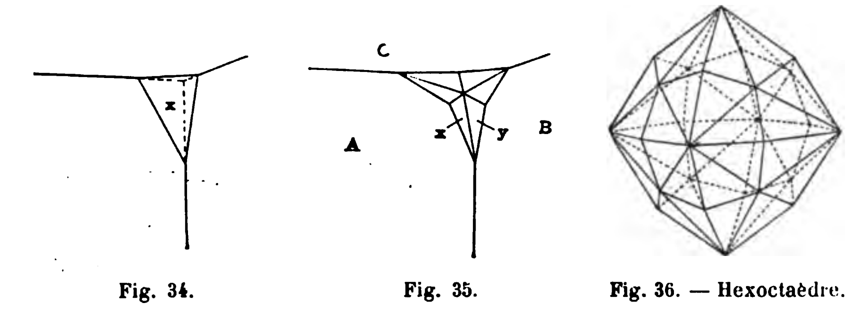


Fig. 34. Fig. 35. Fig. 36. — Hexoctaèdre.

Les figures ci-dessus sont toutes les variétés de formes qui peuvent être dérivées symétriquement du cube; un cristal quelconque d'un minéral tel que le spath fluor, qu'on sait être rencontré en cubes complètement symétriques, doit être ou bien l'une de ses formes simples, ou bien une combinaison de deux ou plusieurs d'entre elles.

Vers le commencement du siècle dernier, les diverses formes dérivées des figures primitives alors connues ont été complètement décrites par Romé de l'Isle et par Haüy. Le cube et ses six figures dérivées étaient connus et classés ensemble ; les autres cristaux étaient classifiés suivant la figure primitive d'où ils pouvaient dériver.

10. **Axes des cristaux.** — Haüy imagina que les cristaux sont formés de particules minuscules ayant la forme de la figure de clivage et suggéra une explication mécanique des faces secondaires ; suivant ses vues, elles pouvaient être regardées comme dues à l'omission ou à la suppression d'un certain nombre de particules suivant certaines directions.

Ainsi la galène a pour noyau de clivage un cube ; un cristal de galène est en conséquence composé de minuscules particules cubiques rangées côte à côte. Supposons que, pendant le développement du cristal, un certain nombre de ses particules aient été omises le long de l'arête A du cube (fig. 37) et le même nombre le long des arêtes B et C ; le résultat est une surface formée de particules qui sont dans le plan ABC. Étant donnée la taille minuscule des particules, cette surface paraîtra unie. Nous n'avons qu'à supposer que les faces du cristal sont nécessairement

planes et dans ce cas la surface est une face de l'octaèdre (fig. 38). D'autres faces peuvent être dérivées d'une manière semblable en

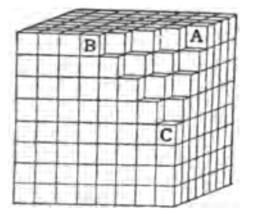


Fig. 37.

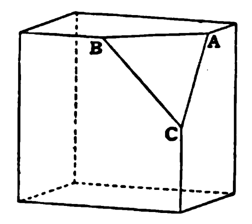


Fig. 38.

Représentation par Hauy des faces secondaires.

omettant des nombres *inégaux* de particules le long des arêtes ; et la dérivation de toutes les faces secondaires équivaudra à l'enlèvement

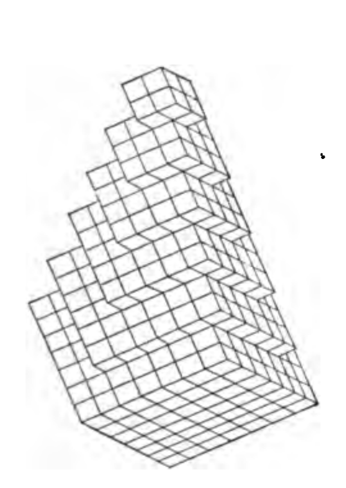


Fig. 39.

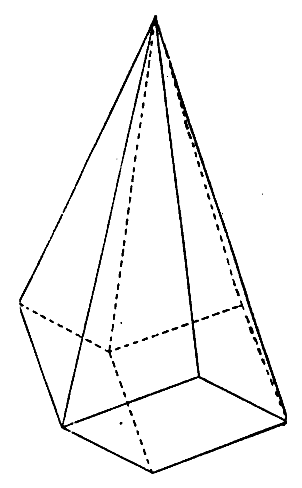


Fig. 40.

par de nouveaux plans de certaines longueurs mesurées sur les arêtes des figures primitives.

La manière suivant laquelle un cristal de calcite *en dent de chien* peut être formé en partant du rhomboèdre de clivage est montrée dans la figure 39, qui est copiée dans le Traité de Bergmann publié en 1780. La figure 40 est l'apparence présentée par la figure 39 quand les particules constituantes deviennent suffisamment petites.

Soient maintenant OA, OB, OC (fig. 41) les trois arêtes d'un cube, qui se rencontrent au sommet O. Si, suivant la méthode d'Haüy, une certaine face recoupe une longueur OH le long de l'arête OA, les mêmes

longueurs doivent être recoupées par la même face ou par des faces semblables le long des arêtes semblables OB, OC. La face de l'octaèdre s'obtient en prenant trois longueurs égales le long des trois arêtes.

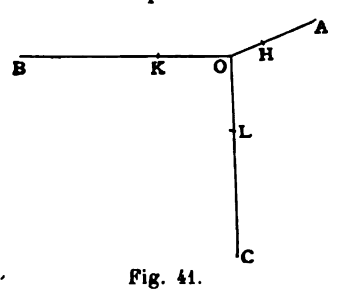


Fig. 41.

Un plan du trioctaèdre de la figure 30 s'obtient en prenant une certaine longueur ou un segment le long de l'arête OC (voy. fig. 28) et deux segments moindres que celui-ci mais égaux entre eux, le long des arêtes OA, OB; les autres s'obtiennent en répétant la même opération pour chacune des trois arêtes. On a un plan de l'icositétraèdre de la figure 33 en prenant un certain segment le long d'une arête OC et deux segments plus grands, mais égaux entre eux, le long des arêtes OA, OB (fig. 31). Un plan de l'hexatétraèdre s'obtient en prenant trois longueurs inégales le long des trois arêtes. Si, par exemple, les segments interceptés par la face x dans la figure 35 ont les longueurs relatives 1 : 2 : 3 le long des arêtes prises dans l'ordre OA, OB, OC, alors comme les trois arêtes sont identiques, il doit y avoir une face y déterminant des segments dans le rapport 2 : 1 : 3 ; les arêtes OB, OA, sont recoupées par y aux mêmes distances que OA, OB, respectivement par x. En traitant toutes les trois arêtes de cette manière, nous obtiendrions toutes les six faces indiquées dans la figure 35 et elles sont les mêmes que celles qu'on a eues ci-dessus en répétant une face sur les trois plans de symétrie.

Cette sorte de traitement des faces secondaires a de plus l'avantage de suggérer une notation qui permette de distinguer les différentes faces ; car l'expression 3 : 2 : 1 pourrait maintenant être employée pour dénoter cette face particulière qui détermine des segments dans le rapport 3 : 2 : 1 sur les trois arêtes dans l'ordre OA, OB, OC.

En géométrie un plan quelconque a sa direction complètement déterminée quand il est rapporté à trois lignes fixes connues au moyen des segments qu'il détermine sur elles, ou au moyen de leurs rapports ; la direction d'une face quelconque associée au cube est complètement définie par le rapport des segments interceptés OH, OK, OL, sur trois arêtes du cube. On n'a pas besoin de connaître les grandeurs effectives des segments ; car dès que leurs rapports restent les mêmes, une diminution ou une augmentation de leurs longueurs correspond tout simplement à un déplacement du plan en se rapprochant ou en s'éloignant du sommet du cube sans que sa direction soit changée ; 2 : 2 : 2 représenterait une face de l'octaèdre également inclinée sur les faces du

cube et parallèle à 1 : 1 : 1; un doublement des segments correspond simplement à la résection d'une plus grande portion de l'angle par une face parallèle à 1 : 1 : 1.

L'hexaoctaèdre complet s'obtient en traitant tous les huit sommets du cube de la même manière que le sommet de la figure 35. Pour dénoter une face particulière, il sera donc nécessaire de faire connaître non seulement le rapport des segments, mais aussi d'indiquer le sommet auquel ils appartiennent.

Puisque les arêtes du cube sont parallèles en tous les sommets, le procédé de dérivation est simplifié et rendu plus symétrique si l'on transporte les trois lignes de référence des sommets au centre du cube, en étendant chaque ligne suivant les deux directions et en distinguant ses extrémités en positives et négatives.

Les trois lignes ainsi placées s'appellent les *axes* (voy. fig. 42) et la position d'une face quelconque sur le cristal est définie par le rapport des segments interceptés sur les trois axes, qui sont toujours pris dans le même ordre, à savoir : OA, OB, OC.

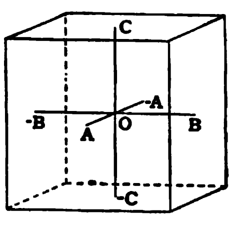


Fig. 42.

Ainsi la face de l'octaèdre sur le sommet supérieur de gauche et en avant pourrait être dénotée par 1 : — 1 : 1 puisqu'une face qui lui serait parallèle passerait par A,-B, C; une face de l'octaèdre passant par A, — B,-C, pourrait être dénotée par 1, — 1, — 1. Les axes employés ici sont les intersections des trois plans de symétrie du cube et ils sont plus symétriquement placés dans un cristal cubique que trois autres lignes de référence quelconques (par exemple, telles que les trois arêtes de l'octaèdre); c'est pour cette raison, comme on le verra plus loin, que les axes des cristaux sont toujours choisis parmi les intersections de leurs plans de symétrie, quand ceci est praticable.

Quand une face est parallèle à l'un des axes, comme, par exemple la face D du dodécaèdre de la figure 25, le segment correspondant peut être appelé ∞, et la face pourrait être dénotée par le symbole ∞ : 1 : 1.

Dans le cube, les trois axes sont égaux en longueur, mais quelques minéraux ne peuvent pas être rapportés à trois axes égaux. La forme primitive de l'anhydrite se compose, comme le cube, de six faces à angles droits les unes sur les autres ; néanmoins comme il y a un clivage parfait parallèle aux faces latérales, un clivage moins parfait parallèle aux faces en tête et en arrière et un clivage encore moins parfait parallèle aux faces du dessus et du dessous, ces trois paires de

plans ne peuvent pas être semblables. Par suite aussi leurs trois arêtes ne sont pas semblables en réalité, mais elles se composent de trois systèmes différents qu'il faut distinguer et, dans un modèle ou une figure, elles seraient représentées géométriquement par trois lignes inégales.

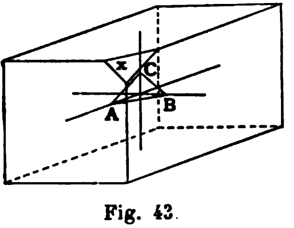


Fig. 43.

On a trouvé que les axes du cube étaient égaux, parce que la face de l'octaèdre déterminait sur eux des segments égaux. On doit de la même manière trouver les longueurs relatives des trois axes de l'anhydrite au moyen des trois segments interceptés sur eux par quelque face secondaire qui remplace le sommet de la figure primitive. On rencontre à Aussee en Styrie des cristaux d'anhydrite qui ont leurs trois sommets remplacés par des faces telles que (x fig. 43). Mais les segments que ces faces déterminent sur les trois arêtes ne sont pas égaux. Au moyen des angles suivant lesquels la face x est inclinée sur les arêtes ou les faces de la figure primitive il est possible de calculer les segments sur les axes ; et l'on trouve que dans l'anhydrite ces segments peuvent être représentés par les trois nombres 893, 1000, 1001, pris dans l'ordre OA, OB, OC, de sorte qu'ils ne sont pas tout à fait égaux. Les trois axes de l'anhydrite sont donc pris suivant ces proportions.

Si, maintenant, on représente ces trois longueurs par les lettres a, b, c, la position et la direction d'une autre face sur le cristal peuvent être définies par les segments qu'elle intercepte sur les axes et représentées par un symbole $ma : nb : rc$, dans lequel ces trois quantités donnent les rapports de ses segments. Ainsi une face qui intercepte des segments dans les rapports $OH = 3OA = 3a$; $OK = 2OB = 2b$; $Ol = 2OC = 2c$ (fig. 44) peut être dénotée par le symbole $3a : 2b : 2c$. L'usage des axes a été introduit pour la première fois par Weiss de Berlin en 1818 et la notation ci-dessus a été employée par lui.

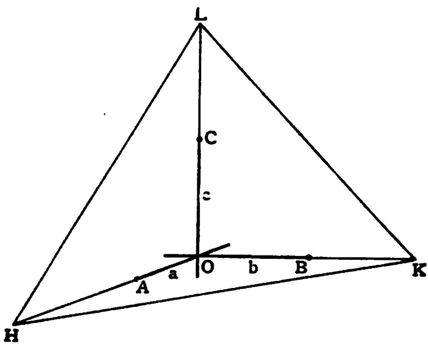


Fig. 44.

Les longueurs des axes sont souvent appelées les *paramètres* et la face employée pour déterminer ces longueurs est appelée la *face paramétrale*.

Dans un minéral cubique, la forme paramétrale est l'octaèdre ; dans le cas de l'anhydrite, la face déterminant les segments 893, 1000, 1001, a été choisie comme face paramétrale.

11. **Loi des segments rationnels.** — Suivant la théorie d'Haüy, une face quelconque est un plan passant par un certain nombre des petites particules de clivage à l'aide desquelles le cristal est construit.

Prenons maintenant un minéral tel que la galène, dont le clivage est parallèle aux faces du cube. On suppose qu'un cube de galène se compose de cubes minuscules rangés côte à côte, comme cela est montré dans la figure 37. Considérons une face qui remplace le sommet du cube; elle doit passer par certaines particules sur les arêtes du cube; supposons qu'elle passe par la huitième sur OA, par la sixième sur OB, et la quatrième sur OC. Les trois segments interceptés seront alors dans le rapport de 4 : 3 : 2. (Dans la notation de Weiss cette face serait $4a : 3a : 2a$.)

Si la théorie d'Haüy est vraie, il est clair que, quels que soient les segments interceptés, ils devront toujours être dans le rapport de nombres entiers, puisqu'ils sont obtenus en enlevant un certain nombre de particules le long de chaque arête. Ces considérations nous conduisent à énoncer la *loi des segments rationnels* d'après laquelle

Les segments déterminés sur les axes d'un cristal par une face quelconque de ce cristal doivent être tels qu'ils puissent s'exprimer comme des multiples rationnels des paramètres.

Les observations propres d'Haüy et celles des travailleurs subséquents n'ont fait que tendre à confirmer cette loi remarquable, qui à l'époque actuelle est universellement reconnue comme la base géométrique de la cristallographie, et à la vérité, sans une loi de ce genre, la formation des cristaux présenterait une complication inextricable, car il n'y aurait pas de limite au nombre des formes possibles.

Sans accepter nécessairement la théorie d'Haüy pour la structure cristalline, nous pouvons adopter la loi des segments rationnels comme un exposé de faits observés.

Exprimé dans la notation de Weiss, le symbole d'une face quelconque étant $ma : nb : rc$ (dans les cristaux cubiques, où les axes sont égaux, ce serait $ma : na : ra$) alors suivant la loi des indices rationnels les nombres m, n, r, ne sont pas absolument arbitraires, mais doivent être des nombres entiers.

Par exemple, dans le trioctaèdre des figures 30 et 46, on a dit que cette forme se construit en prenant un certain segment sur un axe, et

deux segments égaux mais moindres sur les deux autres axes; nous n'avions fixé aucune limite pour les valeurs de ces segments; il pourrait sembler qu'un nombre infini de trioctaèdres est possible, ayant des rapports quelconques tels que par exemple $\sqrt{2} : \sqrt{2} : 3$ ou $\sqrt{3} : \sqrt{3} : 2$.

Mais de la loi des segments rationnels il résulte que ces rapports ne peuvent comporter que des nombres entiers, tels que 2 : 2 : 3 ou 3 : 3 : 4.

Heureusement on trouve de plus que les faces qui se rencontrent communément dans la nature sont seulement celles dont les indices sont des rapports simples, de sorte que les nombres m, n, r, sont presque toujours des *nombres entiers simples*, rarement plus grands que 5 ou 6. Ce fait rend l'étude des cristaux comparativement simple.

12. **Indices.** — La notation de Weiss a maintenant été entièrement remplacée par une notation plus commode qui (bien qu'employée pour la première fois par Whewell) est habituellement connue sous le nom de système de Miller, en raison de l'usage qu'en fait Miller de Cambridge dans ses remarquables ouvrages sur la cristallographie et la minéralogie.

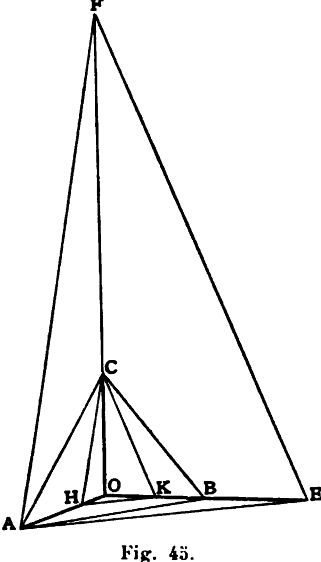


Fig. 45.

Supposons que ABC dans la figure 45 représente la face qui intercepte des segments a, b, c, dans un cristal dont les axes sont OA, OB, OC; AEF peut alors être une seconde face pour laquelle les segments interceptés sont $OA = a$, $OE = 2OB = 2b$, $OF = 4OC = 4c$.

Dans le système de Miller, nous imaginons que la face est déplacée vers le centre O sans aucun changement dans sa direction, jusqu'à ce qu'elle passe par C et occupe la position HKC, de manière qu'elle ne soit plus en dehors des extrémités ABC des paramètres. Ses segments interceptés sont alors $OH = 1/4\ a$; $OK = 1/2\ b$; $OC = c$; l'opération revient à diviser les segments précédents par 4.

En partant de ces segments $a/4$, $b/2$, $c/1$, on emploie dans la notation de Miller le signe (421) comme symbole de la face et les trois nombres 4, 2, 1, sont appelés ses *indices*.

D'une manière générale, supposons que les axes d'un cristal soient les trois longueurs a, b, c, le symbole d'une face quelconque est alors

(h, k, l) ou h, k, l sont trois nombres tels que les segments interceptés sur les axes sont

$$\frac{a}{h}, \ \frac{b}{k}, \ \frac{c}{l},$$

Dans le cube les trois axes sont égaux et sont appelés a, a, a. Les segments interceptés par l'octaèdre sont $\frac{a}{1}\ \frac{a}{1}\ \frac{a}{1}$ et son symbole est (111).

Les segments interceptés par la face D du dodécaèdre de la figure 25 sont $\infty\, a$, a, a, ou a/o, $a/1$, $a/1$, et son symbole est (O 11).

Les segments interceptés par la face la plus basse du trioctaèdre de la figure 46 peuvent être a, a, $2a$, ou $a/2$, $a/2$, $a/1$, et son symbole est (221).

Des segments mesurés suivant les directions négatives sont indiqués par des indices correspondants ayant un signe négatif placé au-dessus d'eux.

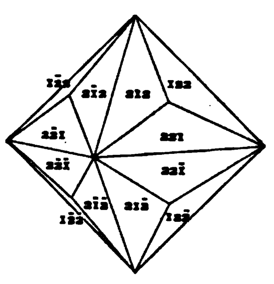


Fig. 46. — Forme }221{.

La figure 46 montre les indices des faces dans un trioctaèdre ou octaèdre à trois faces complet.

Lorsque les axes sont choisis symétriquement, les faces qui constituent une *forme* ont généralement les trois mêmes nombres pour leurs indices et se distinguent seulement par l'ordre et les signes de ces nombres ; par exemple toutes les faces de la figure 46 ont leurs symboles composés des nombres 2, $\bar{2}$, 1.

Le symbole d'une forme est indiqué en mettant le symbole d'une de ses faces entre deux accolades. Ainsi le symbole du trioctaèdre complet de la figure 46 est }221{ ; étant entendu qu'il représente le groupe tout entier de faces, qui doivent se développer ensemble en vertu de la symétrie du cube.

Les axes ne sont pas nécessairement perpendiculaires les uns sur les autres ; il est seulement nécessaire qu'ils soient choisis parallèlement à trois arêtes du cristal.

Ainsi, si OA $= a$, OB $= b$, OC $= c$ (fig. 48) sont les longueurs des axes du cristal à forme oblique de la figure 47, ces longueurs étant déterminées par les segments interceptés sur eux par quelque face du cristal qui a été choisie comme plan paramétral, une face quelconque x (ou HKL, qui lui est parallèle) a pour symbole (hkl), où OH $= a/h$, OK $= b/k$, OL $= c/l$.

Au premier abord l'usage des indices déconcerte un peu en ce qu'ils représentent des valeurs fractionnaires des segments interceptés ; on

doit toujours avoir présent à l'esprit que plus grand est l'indice, plus petit est le segment intercepté correspondant; dans la face (321) par exemple le segment intercepté sur le premier axe est le plus petit et celui sur le troisième axe le plus grand; l'indice 0 indique toujours que la face est parallèle à l'axe correspondant.

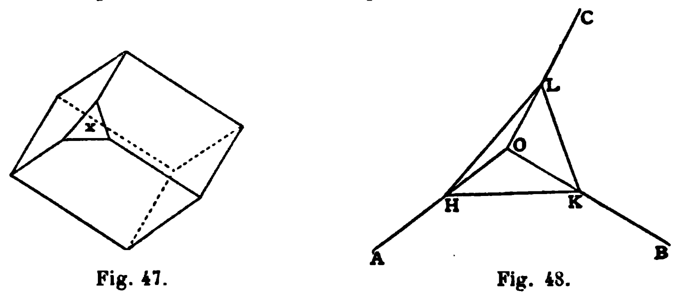


Fig. 47. Fig. 48.

13. **Loi des indices rationnels.** — Dans la notation de Miller la *loi des segments rationnels* devient la *loi des indices rationnels*. Car si les segments sont *ma*, *nb*, *rc*, leurs valeurs peuvent être divisées par le produit *mnr*, et ils deviennent a/nr, b/rm, c/mn, de sorte que les indices sont *nr*, *rm*, *mn*. Mais *m*, *n*, *r* sont des nombres entiers, par suite ces indices sont aussi des nombres entiers. Sous sa forme la plus générale, la loi peut s'énoncer comme il suit :

Soient OA, OB, OC, les trois axes parallèles aux arêtes formées par trois faces quelconques du cristal; soient a = OA, b = OB, c = OC, les longueurs des axes telles qu'on les a trouvées au moyen des segments interceptés sur eux par une quatrième face (paramétrale) du cristal. Si alors H, K, L, sont les points où les axes sont coupés par un plan parallèle à une autre face quelconque du cristal,

$$OH = a/h, \qquad OK = b/k, \qquad OL = c/l$$

où h, k, l, doivent être des nombres entiers.

Les rapports des axes $a:b:c$ eux-mêmes (excepté dans les cristaux dérivés du cube) ne sont pas nécessairement (et ne sont pas en général) des nombres entiers.

Il faut observer que la loi des indices rationnels est vraie si l'on choisit pour axes trois arêtes *quelconques;* mais, comme on l'a dit ci-dessus, il est toujours commode de choisir des axes qui soient les intersections de plans de symétrie de manière à simplifier les indices.

14. **Zones.** — Un certain nombre de faces peuvent remplacer une *arête* d'un cristal, comme dans la figure 26, de manière à se couper

les unes les autres suivant des arêtes parallèles ; si l'on mène à travers le cristal une ligne parallèle à cette arête, et par suite aussi à leur intersection mutuelle, les faces de remplacement sont nécessairement parallèles à cette ligne. On trouve que les faces d'un cristal se composent en général de systèmes qui sont parallèles à *un petit nombre* de lignes de ce genre. Ainsi, par exemple, les faces du prisme dans le cristal de roche de la figure I sont parallèles à une verticale et se coupent suivant des arêtes verticales. Un système de faces d'un cristal, qui sont parallèles à la même ligne et par suite, si elles se rencontraient, se couperaient suivant des arêtes parallèles, est appelé une *zone* de faces ; la ligne à laquelle elles sont parallèles (qui est supposée menée par l'intersection des axes) s'appelle *l'axe de zone*.

Les zones ont une grande importance dans l'étude des cristaux, parce qu'on trouve que toutes les faces d'un cristal, quelque compliqué qu'il puisse être, appartiennent généralement à un petit nombre de zones. Mais il arrive rarement que toutes les faces, qui appartiennent à une zone, se coupent les unes les autres suivant des lignes parallèles ; leurs arêtes sont souvent remplacées par des faces qui n'appartiennent pas à la zone.

15. **Projection.** — Avant d'étudier plus avant les propriétés géométriques des cristaux, il est nécessaire de décrire une méthode graphique à l'aide de laquelle leur symétrie et la position de leurs faces peuvent être représentées d'une manière commode ; cette méthode a été introduite pour la première fois en minéralogie par Neumann en 1823.

D'après ce qu'on a dit ci-dessus, il est clair que l'étude des cristaux s'occupe, non de la forme et de la taille de leurs faces, mais seulement de leurs directions ; la méthode que nous allons décrire indique leurs directions seules.

La direction d'un plan est complètement définie si nous connaissons celle de sa normale. Soit donc O un point choisi comme *origine* dans l'intérieur du cristal ; supposons que tout le système de faces soit remplacé par leurs normales, c'est-à-dire par des perpendiculaires abaissées sur elles par l'origine. Chaque normale représente une face et la direction de chacune d'elles est définie par les angles qu'elle fait avec les trois axes. Si, par exemple, on mène des normales aux faces de l'octaèdre régulier, elles constituent un faisceau de huit lignes inclinées les unes sur les autres suivant des angles de 70° 31′, et sur les axes suivant des angles de 54° 44 1/2′ (fig. 40). Des normales de ce genre à

la vérité ne rencontrent pas nécessairement les faces correspondantes d'un cristal effectif; une petite facette n'est pas toujours exactement située sur sa normale, mais chaque face est regardée comme un plan qui s'étend dans toutes les directions et la normale est menée perpendiculairement au plan.

Or il est possible de représenter les normales elles-mêmes d'une manière bien plus commode que par un dessin en perspective. A cet effet, on imagine que le cristal soit entouré d'une sphère creuse ayant son centre en O et que les normales soient prolongées de manière à

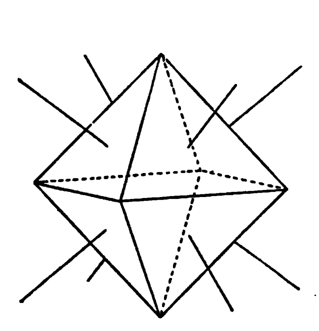


Fig. 49. — Normales de l'octaèdre.

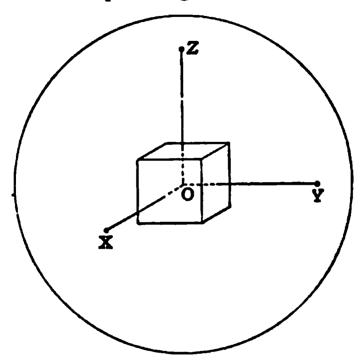


Fig. 50. — Axes coupant la sphère.

rencontrer la sphère suivant des points; de cette manière on trouve sur la sphère un point qui correspond à chaque face du cristal et qui est appelé le *pôle* de la face. Les axes du cristal sont également prolongés jusqu'à leur rencontre avec la sphère aux points XYZ (fig. 50).

Si une série de plans appartient à la même zone, leurs normales doivent se trouver toutes dans un même plan (appelé le *plan de zone*) qui est perpendiculaire à l'axe de zone; et comme le plan de zone passe par le centre de la sphère, il coupe cette sphère suivant un grand cercle appelé *cercle de zone*. La figure 51 montre un cristal de quartz avec sa zone du prisme et le cercle de zone correspondant. Si l'on mène aussi les plans de symétrie par le centre, ils couperont la sphère suivant des grands cercles, qui peuvent être appelés les *cercles de symétrie*.

En place du cristal, nous avons donc une sphère portant sur sa surface les trois points (X, Y, Z,) où elle rencontre les axes ainsi qu'un certain nombre de points correspondant aux faces du cristal; les pôles de toutes les faces qui appartiennent à une zone quelconque se trouvent sur le cercle de zone correspondant. La position d'un pôle quelconque est alors définie par ses distances angulaires aux trois

points X, Y, Z, ou en d'autres termes par les arcs qui le joignent à ces points ; ils mesurent en effet les angles que la normale fait avec les trois axes.

Si la sphère et les pôles qui sont sur elle étaient dessinés en pers-

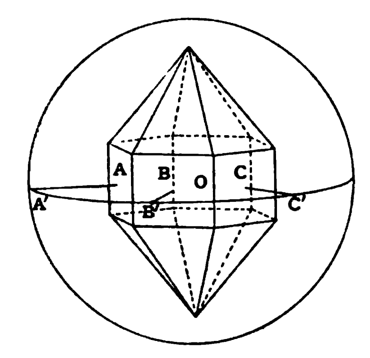


Fig. 51. — Cercle de zone.

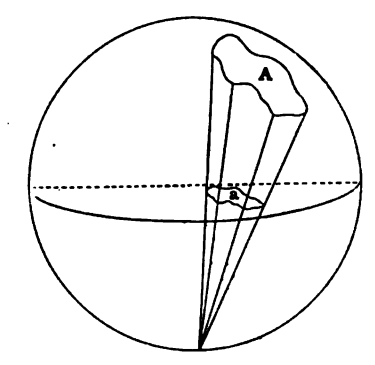


Fig. 52. — Projection stéréographique.

pective, comme dans la figure 51, cette méthode de représentation ne présenterait pas bien d'avantages, si on la compare aux figures perspectives ordinaires (5 à 50) ; mais elle augmente considérablement

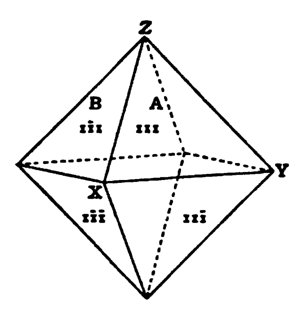


Fig. 53. — Octaèdre en position ordinaire.

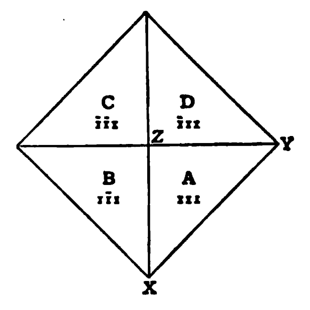


Fig. 54. — Octaèdre vu de dessus.

de valeur en raison de ce fait qu'il existe une méthode pour dessiner la sphère, différente de celles habituellement adoptées pour les cartes du globe, et qui est tout particulièrement commode pour la représentation des faces des cristaux ; elle est connue sous le nom de *projection stéréographique*.

Dans cette méthode, on prend le plan du papier pour le plan de l'équateur de la sphère ; les pôles du cristal situés dans l'hémisphère nord sont réunis au pôle sud par des droites passant au travers du papier et les points où elles coupent le papier constituent une image

ou *projection* des pôles de l'hémisphère nord; une figure quelconque peut être projetée de cette manière, comme cela est indiqué dans la figure 52, où chaque point *a* de la figure est la projection du point correspondant A de la figure tracée sur la sphère. La figure *a* tout entière se trouve en dedans du cercle de l'équateur.

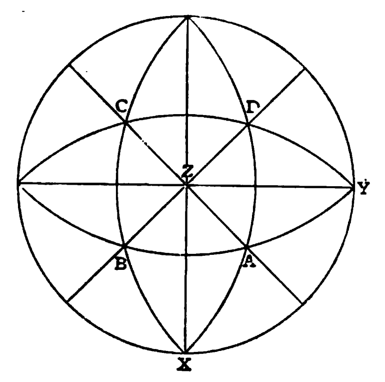


Fig. 55. — Projection de l'octaèdre.

L'avantage de cette projection *stéréographique* est que tous les cercles sur la sphère deviennent des cercles ou des lignes droites dans la figure plane, et non des ellipses, et qu'on peut facilement les tracer avec le compas ou la règle.

Si l'on choisit le plan du papier comme plan équatorial, on prend généralement le sommet du cristal comme pôle nord et par suite il occupe le centre du cercle équatorial, le cristal étant vu d'en haut. Ainsi la figure 55 est la projection de la partie supérieure de l'octaèdre régulier (fig. 53), qui a d'abord été mis dans la position de la figure 54 et ensuite projeté.

Les droites et les cercles dans la figure 55 sont les intersections de la sphère avec les plans de symétrie de l'octaèdre.

Les pôles qui appartiennent à la moitié inférieure du cristal peuvent être représentés par des petits cercles; leur position s'obtient au moyen de lignes droites joignant les points situés sur l'hémisphère *Sud* au pôle *Nord*. Si le plan équatorial est un plan de symétrie, ils coïncideront exactement avec les pôles appartenant à la moitié supérieure du cristal, puisque les hémisphères nord et sud sont alors identiques (voy. fig. 95).

16. Angle entre des faces d'un cristal. — L'angle entre deux faces d'un cristal est toujours mesuré par l'angle entre leurs normales. Ainsi l'angle entre les deux faces AB est l'angle α qui est compris entre leurs normales (fig. 56) et non pas l'angle β, qui est l'angle plan d'une section menée à travers les faces perpendiculairement à leur arête ;

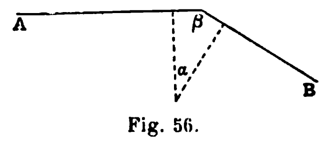


Fig. 56.

ce dernier est ce qu'on entend habituellement par l'angle de deux plans, excepté en cristallographie, et c'est l'angle dont se servaient les cristallographes depuis le temps de Steno jusqu'à l'introduction de l'usage des normales aux faces et de leurs projections.

Ces deux angles — α l'angle des normales et β l'angle interne — sont reliés par la relation très simple $\alpha + \beta = 180°$.

L'emploi de l'angle des normales en cristallographie est très commode pour deux raisons : c'est l'angle qui est effectivement mesuré par le goniomètre à réflexion (voy. p. 118) ; et c'est l'arc qui donne la distance entre les deux pôles sur la sphère de projection.

Partout où, dans cet ouvrage, on indiquera l'angle de deux faces d'un cristal, il faudra entendre que c'est l'angle entre leurs normales ; ainsi l'angle de deux faces est très petit quand elles sont presque en coïncidence et il est de 180° quand elles sont opposées l'une à l'autre et parallèles.

17. **Emploi des symboles.** — Puisque les indices dénotent par leurs valeurs les rapports des segments interceptés sur les trois axes et par suite font implicitement connaître les inclinaisons de la face sur les axes, il doit exister une relation simple qui relie les indices avec ces inclinaisons. Cette relation est la suivante :

Soit P (fig. 57) le pôle d'une face dont les indices sont (*hkl*) et soient XYZ les points où les axes rencontrent la sphère, alors :

$$\frac{a}{h} \cos PX = \frac{b}{k} \cos PY = \frac{c}{l} \cos PZ.$$

Ici l'arc PX est l'angle compris entre l'axe OX et la normale P ; PY et PZ ont les mêmes significations.

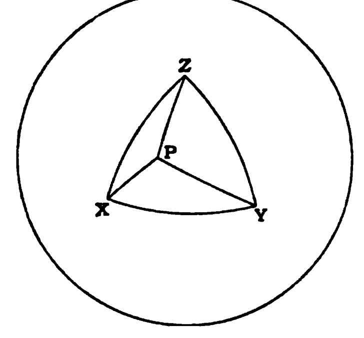


Fig. 57.

Ces équations sont la base de toutes les relations qui ont été découvertes entre les angles et les indices des faces des cristaux ; et les relations ayant été une fois établies, tous les problèmes du calcul des cristaux se ramènent à de simples problèmes de trigonométrie sphérique.

Il suffira d'indiquer ici comment la projection donne d'une manière très simple, non seulement les angles interfaciaux d'un cristal, mais aussi les angles plans, et par suite les formes de ses faces. Si ABC (fig. 59) sont les pôles des trois faces ABC (fig. 58), alors toutes leurs relations angulaires sont données par le triangle sphérique ABC ; car ses trois côtés AB, BC, CA, sont les angles entre ces faces, mesurés au moyen du goniomètre. L'angle α en A est l'angle entre la zone CA et

la zone AB, c'est-à-dire entre l'arête Y et l'arête Z ; ainsi les trois angles α, β, γ sont les angles plans des faces ; et ces angles plans se déduisent des angles interfaciaux au moyen des formules qui relient les angles et les côtés d'un triangle sphérique.

Si ABC sont les trois plans choisis pour la figure primitive, leurs intersections étant prises pour axes, les points X, Y, Z ne coïncident

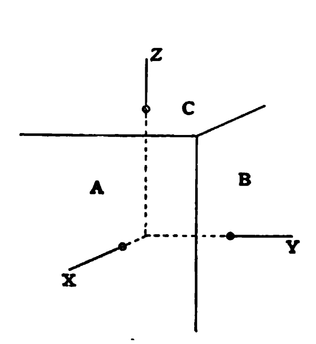


Fig. 58. — Plans axiaux.

Fig. 59. — Projection des plans axiaux et des zones.

pas nécessairement avec les pôles de A, B, C. En fait, OX, l'axe *a*, étant parallèle aux faces B et C, doit être perpendiculaire à leurs normales et par suite X dans la projection est un pôle dont le cercle BC est l'équateur ; semblablement Y est le pôle du cercle CA et Z est le pôle de AB.

Dans quelques cristaux, tels que ceux dérivés du cube, X, Y, Z ne coïncident pas avec A, B, C, car dans le cube les axes sont perpendiculaires aux faces.

En tout cas, si A, B, C sont les plans *axiaux*, leurs symboles doivent être : A = (100), B = (010), C = (001).

Voici dans ce qui suit quelques-unes des applications les plus importantes des symboles.

18. **Symbole de zone.** — Deux faces quelconques qui ne sont pas parallèles déterminent une zone ; soient (*hkl*) et (*pqr*) leurs symboles ; alors on dit que *le symbole de la zone* est [*uvw*], où

$$u = kr - lq; \quad v = lp - hr; \quad w = hq - kp$$

On trouve les trois nombres *uvw* en écrivant les symboles des deux faces les uns au-dessous des autres, comme il suit :

h k l h k l
×××
p q r p q r

et en multipliant en croix suivant la manière indiquée, en commençant par le second indice ; ainsi $u = (k \times l) - (l \times q)$, etc.

Cette opération est appelée la ***multiplication en croix*** et l'on dit que le symbole de zone s'obtient en multipliant en croix les symboles des deux faces qui lui appartiennent. On obtiendra le même symbole pour la zone, quelle que soit la paire de faces choisie, pourvu qu'elles soient dans la zone.

Exemple. — Le symbole de la zone contenant les deux faces (111) et ($\bar{1}$11) est [$\bar{1}$10] car :

$$\begin{array}{cccccc} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ & & \times\times\times & & & \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{array} = [(1 \times \bar{1}) - (1 \times 1), (1 \times 1) - (\bar{1} \times 1), (1 \times 1) - (1 \times 1)]$$

$$= [\bar{2}20] = [\bar{1}10].$$

Un symbole de zone, comme le symbole d'une face, reste le symbole de la même zone quand ses indices sont tous multipliés ou divisés par un nombre quelconque, ou quand tous leurs signes sont changés.

Le symbole d'une zone est toujours entouré de parenthèses carrées pour le distinguer du symbole d'une face ou d'une forme. Il faut observer que les trois nombres dans un symbole de zone n'ont pas la même signification que les trois indices dans un symbole de face et ne doivent pas être confondus avec ces derniers.

Les usages principaux du symbole de zone résultent des trois propositions suivantes :

1° Si la face (hkl) appartient à la zone [uvw], alors

$$hu + kv + lw = 0.$$

Ainsi dans la figure 53 et la projection figure 55, le symbole de zone contenant les deux faces (111) et (11$\bar{1}$) est, comme on vient de le montrer [$\bar{1}$10] ; si l'on demandait de reconnaître si la face 110 appartient à cette zone, la question serait immédiatement résolue par l'affirmative en appliquant le critérium qu'on vient d'indiquer, car

$$(1 \times \bar{1}) + (1 \times 1) + (0 \times 0) = 0.$$

2° Si une face appartient à deux zones, on trouve son symbole en multipliant en croix les deux symboles de zone.

Exemple. — Une face qui appartient aux deux zones [$\bar{1}$10] et [012] aura le symbole (22$\bar{1}$).

3° Si les symboles de deux faces sont additionnés ensemble, indice par indice, le résultat est le symbole d'une face remplaçant leur arête,

c'est-à-dire d'une face dont le pôle se trouve entre leurs pôles et sur le même cercle de zone. La même chose est vraie si un multiple quelconque d'un symbole est additionné avec un multiple quelconque de l'autre.

Exemple. — $2\,(12\bar{1}) + 3\,(2\bar{3}2) = (8\bar{5}4)$ est le symbole d'une face qui se trouve entre les faces $(12\bar{1})$ et $(2\bar{3}2)$ et dans leur zone.

Cette règle peut servir pratiquement de plusieurs manières, mais particulièrement pour déterminer le signe qu'il faut donner aux indices d'une face qu'on a trouvée en multipliant en croix deux symboles de zone ; ainsi l'on trouvera que la face appartenant aux deux zones $[\bar{1}10]$ et $[012]$ est ou $(22\bar{1})$ ou $(\bar{2}\bar{2}1)$ suivant que le premier ou le second symbole de zone a été placé le premier dans la multiplication en croix. Il en est ainsi parce qu'une paire de zones quelconque doit se rencontrer non seulement sur une seule face, mais suivant deux faces parallèles dont les pôles sont les deux points où les deux cercles de zones se coupent.

Mais supposons que l'on sache que dans ce cas la face en question se trouve entre (110) et $(11\bar{1})$, elle doit alors avoir le symbole $(22\bar{1})$.

19. **Loi des zones.** — La relation (2) du dernier article suggère une autre manière d'exprimer la loi des indices rationnels. Le symbole de zone obtenu en multipliant en croix les indices rationnels de deux faces doit lui-même être rationnel ; par conséquent le symbole de face obtenu en multipliant en croix les symboles rationnels de deux zones quelconques doit aussi être rationnel. Donc toutes les faces obtenues en construisant toutes les zones possibles sur un cristal, en menant les cercles de zone, en menant leurs cercles de zone sur la projection, et en prenant leurs intersections comme pôles de faces, sont les mêmes que les faces obtenues en prenant tous les indices rationnels possibles.

Nous pouvons donc dire ou bien que toutes les faces d'un cristal doivent avoir des indices rationnels simples rapportés à ses axes, ou bien qu'elles doivent se trouver dans des zones simples construites en partant de quatre de ses faces.

20. **Calcul des axes.** — Les axes d'un cristal se déduisent facilement d'un nombre suffisant d'angles interfaciaux mesurés au goniomètre et dans aucun cas ce nombre n'a besoin de dépasser cinq. Ainsi soient A, B, C (fig. 60), trois faces quelconques d'un cristal qui sont choisies comme plans axiaux (c'est-à-dire que les axes doivent être pris parallèles à leurs arêtes) et soit P le plan paramétral, c'est-à-dire la face qui

par ses intersections avec les axes doit déterminer leur longueur. Supposons que XYZ de la figure 61 soit parallèle à P. Alors

$$\frac{a}{b} = \frac{OX}{OY} = \frac{\sin OYX}{\sin OXY}$$

dans le triangle plan OYX.

Mais OYX est l'angle entre les arêtes AC et CP situées dans le plan C,

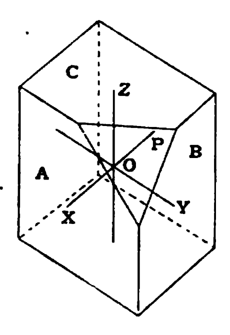


Fig. 60.

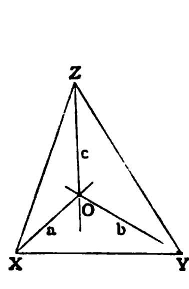


Fig. 61.

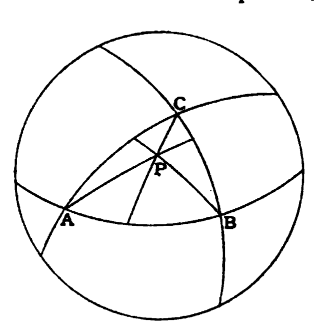


Fig. 62.

c'est-à-dire l'angle entre les zones CA et CP ; et OXY est l'angle entre les zones CB et CP. Par suite dans la projection (fig. 62).

$$\frac{a}{b} = \frac{\sin PCA}{\sin PCB}$$

De même

$$\frac{b}{c} = \frac{\sin PAB}{\sin PAC}$$

et

$$\frac{c}{a} = \frac{\sin PBC}{\sin PBA}$$

Ces angles peuvent se calculer au moyen de cinq des angles mesurés AB, BC, CA et PA, PB, PC, en résolvant les triangles PAB, PBC et PCA suivant les règles de la trigonométrie sphérique.

Par exemple

$$\cos^2 \frac{PCA}{2} = \frac{\sin s . \sin (s - PA)}{\sin PC \sin CA}$$

où

$$s = \frac{PA + AC + CP}{2}$$

avec des expressions semblables pour les angles restants.

21. Axes de symétrie. Centre de symétrie. — Toutes les figures dérivées du cube que nous avons considérées plus haut sont des figures symé-

triques et, comme le cube lui-même, possèdent les neuf plans de symétrie indiqués dans la figure 22. Or la symétrie d'une figure consiste dans la répétition de ses parties, mais cette répétition peut se produire par d'autres moyens en outre de la réflexion par rapport à un plan de symétrie. Considérons l'octaèdre : chacune de ses faces serait amenée dans la position de la face adjacente en faisant tourner l'octaèdre de 90° autour de la diagonale Z (fig. 54) ; les faces de l'octaèdre sont donc symétriquement distribuées autour de l'une quelconque de ses trois diagonales, de telle sorte que le cristal présente le même aspect quand on l'a fait tourner de 90°, 180°, 270° ou 360° autour de la diagonale.

Une pareille ligne est dite un *axe de symétrie* de la figure, et puisque dans ce cas les faces sont distribuées d'une manière quadruple autour de l'axe, de telle sorte qu'un quart d'un tour complet suffise pour amener le cristal dans une position où son aspect n'est pas changé, la diagonale de l'octaèdre est dite un *axe tétragonal*.

On remarquera que cette ligne est aussi le lieu d'intersection de quatre plans de symétrie. Une ligne suivant laquelle se coupent quatre plans de symétrie est appelée un *axe ditétragonal*.

On trouvera de même que chacune des quatre diagonales du cube est un axe triple ou *axe trigonal* de symétrie à la fois pour le cube et les six figures qui en dérivent. Comme trois plans de symétrie se coupent suivant cette ligne, elle est appelée un *axe ditrigonal*.

En plus des axes tétragonaux et trigonaux, on connaît deux autres sortes d'axes de symétrie. Un *axe hexagonal* est un axe de symétrie sextuple autour duquel on peut faire tourner le cristal d'un sixième de tour sans modifier son aspect : s'il est l'intersection de six plans de symétrie, on l'appelle un *axe dihexagonal*.

Un *axe digonal* est un axe de symétrie double, autour duquel il faut une rotation d'un demi-tour pour reproduire l'aspect qu'avait le cristal avant la rotation. Un *axe di-digonal* est l'intersection de deux plans de symétrie.

La manière dont une face peut dériver d'une autre appartenant à la même forme par une rotation autour d'un axe de symétrie se saisit facilement par la répétition d'un pôle par un autre sur la sphère de projection. Dans la projection de la figure 55 (voy. fig. 95) les pôles des formes sont groupés d'une manière quadruple autour du pôle (Z) où émerge un axe ditétragonal et d'une manière triple autour du pôle (111) où émerge un axe ditrigonal.

Centre de symétrie. — Si chaque face est accompagnée d'une face parallèle appartenant à la même forme, l'une peut être regardée comme

dérivée de l'autre par répétition autour d'un centre, on dit alors que le cristal est *centro-symétrique*. Dans les figures 53-65 la dérivation d'une face de la face parallèle (par exemple $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ de 111) peut également bien être regardée comme due à une rotation de 180° autour d'un axe de symétrie paire (tel que Z), combinée avec une réflexion, par rapport au plan de symétrie auquel cet axe est perpendiculaire. Une rotation de 180° autour de l'axe de symétrie Z amène (111) dans la position de ($\bar{1}\bar{1}1$) et la réflexion par rapport au plan de projection amène cette dernière en coïncidence avec ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$). Cependant quelques cristaux possèdent un centre de symétrie sans avoir un axe ou un plan de symétrie.

Dans la figure 20, chaque paire de faces adjacente à une extrémité du cristal peut être regardée comme dérivée d'une paire semblable à l'autre extrémité par une rotation de 60° autour de l'axe vertical, suivie d'une réflexion par rapport au plan horizontal, et cependant ce dernier n'est pas un plan de symétrie du cristal. Dans des cas de ce genre, on dit que l'axe est un *axe de symétrie alternante*. Dans la figure 20 il est dihexagonal (voy. la fig. 170). Dans les figures 185, 186, il est hexagonal.

22. Les trente-deux classes de cristaux. — Des cristaux possèdent seulement des axes de symétrie ; d'autres n'ont qu'un plan de symétrie : d'autres sont seulement centro-symétriques sans plans ou axes de symétrie ; d'autres possèdent plus d'un élément de symétrie. Nous pouvons donc maintenant rechercher de combien de manières un cristal, c'est-à-dire une figure ayant des faces planes qui obéissent à la loi des indices rationnels (ou à la loi de zone) peut être symétrique ; comment ses faces peuvent être répétées par rapport à des plans, axes, ou par rapport à un centre de symétrie soit simple, soit combinée ; en d'autres termes, combien de types de symétrie peuvent exister parmi les cristaux. Ce problème a été actuellement résolu.

En premier lieu on peut prouver qu'un plan de symétrie est toujours parallèle à une face possible d'un cristal et qu'un axe de symétrie est toujours parallèle à une arête possible du cristal. Dans ces conditions on peut établir (en appliquant la loi des indices rationnels) que les axes de symétrie peuvent avoir une symétrie double, triple, quadruple ou sextuple. En combinant les trois éléments de symétrie de toutes les manières conformes on trouve qu'il ne peut exister que trente-deux classes distinctes. La liste de ces classes est donnée à la page 334.

La plus symétrique d'entre elles est le type cubique complet que nous avons considéré plus haut. Ici le cristal a non seulement les

neuf plans de symétrie indiqués dans la figure 22, mais les treize axes de symétrie figurés dans la figure 63. Chaque axe du cube (marqué IV) est un axe de symétrie ditétragonal autour duquel on peut faire tourner le cristal de 90° sans altérer son aspect. Chaque diagonale du cube (marquée III) est un axe de symétrie ditrigonal autour duquel le cristal peut tourner d'un tiers d'un tour complet; et chaque ligne (II) joignant les centres de ses arêtes opposés est un axe de symétrie di-digonal, autour duquel le cristal peut tourner de la moitié d'un tour sans que son aspect soit changé.

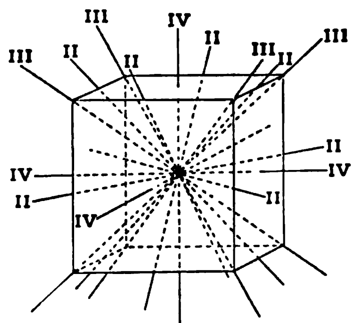


Fig. 63. — Axes de symétrie du cube.

Maintenant puisque les trente-deux classes s'obtiennent en combinant de diverses manières les trois éléments de symétrie, il n'est pas surprenant que quelques-unes d'entre elles soient alliées les unes aux autres d'une manière plus intime que le restant et qu'elles puissent être arrangées en groupes.

Pour mettre l'arrangement en harmonie avec une classification adoptée d'après des bases physiques, les trente-deux classes peuvent être groupées convenablement en six « systèmes », suivant les longueurs et les directions des axes cristallographiques auxquels elles peuvent être rapportées.

On doit toujours avoir présente à l'esprit la distinction entre les axes cristallographiques (auxquels se rapportent les indices des faces) et les axes de symétrie. Ces derniers ne coïncident pas nécessairement avec les axes cristallographiques. Dans la figure 63 les trois axes tétragonaux coïncident avec les axes cristallographiques, mais pas les autres.

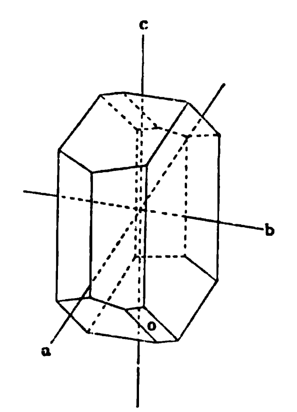
Maintenant les trois axes cristallographiques doivent être égaux ou inégaux; ils doivent être perpendiculaires ou inclinés les uns sur les autres. Comme on peut choisir trois faces quelconques du cristal comme plans axiaux pour déterminer les directions des axes cristallographiques et une quatrième face comme plan paramétral pour déterminer leurs longueurs, il est évident qu'un cristal quelconque peut, si on le désire, être rapporté à trois *axes inclinés inégaux*.

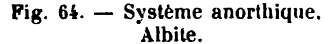
Mais *pour la commodité* les axes des cristaux sont toujours choisis de manière à être symétriquement placés dans le cristal, et aussi, si possible, de manière à être perpendiculaires entre eux. A cet effet un plan de symétrie doit être ou bien perpendiculaire à un axe du cris-

tal ou également incliné sur deux axes ; autrement les axes ne sont pas symétriques par rapport à lui. De plus un axe de symétrie doit ou bien coïncider avec un axe du cristal, ou être un axe de symétrie paire bissectant l'angle de deux axes égaux du cristal, ou un axe de symétrie triple ou sextuple également incliné sur les trois axes du cristal ; autrement les axes du cristal ne seraient pas répétés symétriquement autour de lui.

23. **Les six systèmes**. — Des considérations qui précèdent nous pouvons déduire les six systèmes cristallographiques et définir la classe la plus symétrique ou *classe holo-symétrique* appartenant à chacun d'eux.

1° *Anortique* (*triclinique*). — Si les trois axes sont nécessairement inégaux et si aucun d'eux n'est perpendiculaire sur un autre, les




Fig. 64. — Système anorthique. Albite.

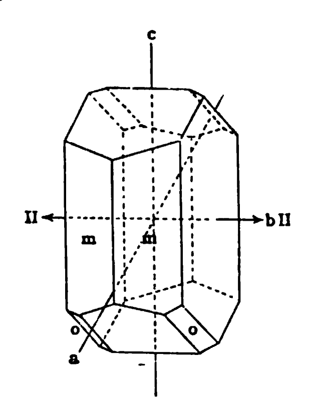


Fig. 65. — Système monoclinique. Orthose.

cristaux ne peuvent pas avoir de symétrie plus élevée que la centro-symétrie et sont dits appartenir au système anorthique ou triclinique. La figure 64 représente un cristal d'albite dans lequel la face O, par exemple, n'est répétée par rapport à aucun axe ou plan de symétrie, mais seulement par rapport au centre.

2° *Monoclinique*. — Si les trois axes sont inégaux, mais si l'un est perpendiculaire aux deux autres, celui-ci peut coïncider avec un axe de symétrie et les deux autres peuvent se trouver dans un plan de symétrie. Des cristaux de ce genre ne peuvent pas avoir plus d'un plan de symétrie comme dans la figure 65 et sont dits appartenir au système monoclinique. Dans la figure 65 l'axe *b* du cristal est l'axe digonal, parce que le plan de symétrie renferme les axes *a c* et est parallèle à la

grande face, comme on peut le voir par la répétition symétrique des faces *o* et *m*.

3° *Orthorhombique.* — Si les trois axes sont inégaux et perpendicu-

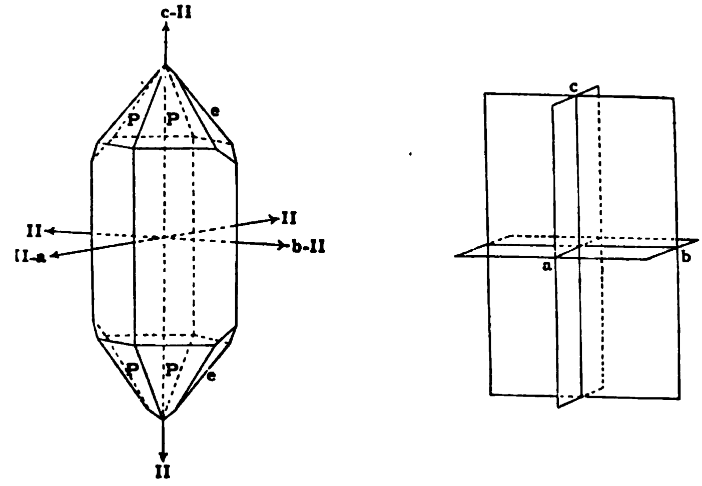


Fig. 66. — Système orthorhombique, Topaze.

Fig. 67. — Axes di-digonaux *a*, *b*, *c*.

laires entre eux, chacun d'eux peut coïncider avec un axe de symétrie

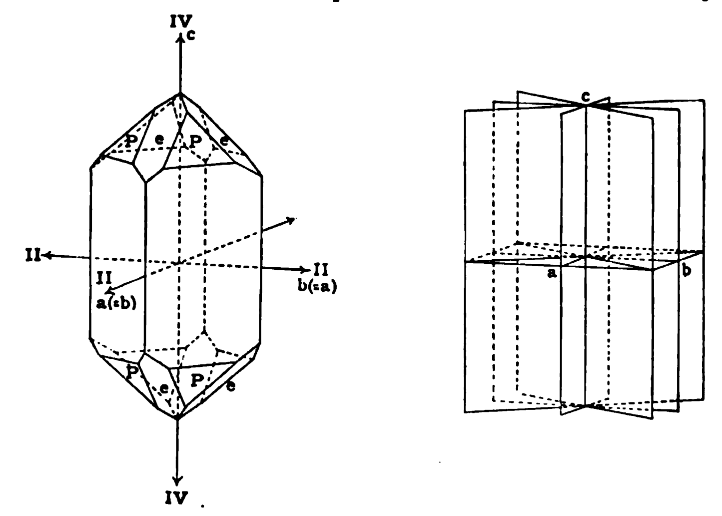


Fig. 68. — Système tétragonal, Rutile.

Fig. 69. — Axe ditétragonal *c*.

double et chaque paire peut être dans un plan de symétrie. De pareils cristaux ne peuvent pas avoir plus de symétrie que ceux de la figure 67, et sont dits appartenir au système orthorhombique. Dans la figure 66

les trois axes di-digonaux coïncident avec les axes du cristal *a*, *b*, *c*, et les trois plans de symétrie renferment ces axes par paires, comme le montre la figure 67.

4° *Tétragonal.* — Si deux des axes sont égaux et perpendiculaires entre eux et sur le troisième, ce dernier peut coïncider avec un axe de symétrie quadruple et chacun des précédents avec un axe de symétrie double ; chaque paire peut se trouver dans un plan de symétrie. De pareils cristaux ne peuvent pas avoir plus de plans de symétrie que ceux de la figure 69 et sont dits appartenir au système tétragonal (fig. 68). Les deux plans de symétrie qui se coupent suivant l'axe ditétragonal *c* contiennent les axes *a* et *b* ; les deux autres bissectent les angles compris entre eux (fig. 69). La symétrie se manifeste par la répétition des faces P et *e*.

5° ***Hexagonal.*** — Si les trois axes sont égaux mais pas à angles droits,

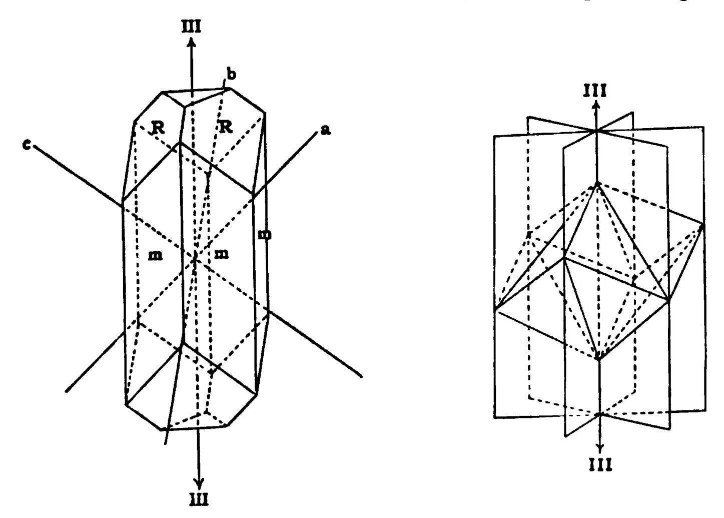


Fig. 70. — Système hexagonal. Fig. 71. — Axe ditétragonal

il peut y avoir un axe de symétrie triple ou sextuple également incliné sur eux. Ces cristaux sont dits appartenir au système hexagonal.

5*a*. Si l'axe a la symétrie triple, il peut y avoir en plus trois axes de symétrie double qui lui soient perpendiculaires et qui soient également inclinés deux par deux sur les axes cristallographiques. Ces cristaux ne peuvent avoir d'autres plans de symétrie que ceux de la figure 71. Dans la figure 70 les axes diagonaux sont perpendiculaires aux faces du prisme *m* ; les trois plans de symétrie passent par ses sommets (fig. 71).

5*b*. S'il existe un axe de symétrie sextuple, il peut y avoir en plus six axes de symétrie double qui lui soient perpendiculaires. De pareils cristaux ne peuvent avoir d'autres plans de symétrie que ceux de la figure 73. Dans la figure 73 les six axes di-digonaux passent par les centres et les sommets des faces du prisme *m* ; les six plans de symétrie qui se coupent suivant l'axe dihexagonal contiennent chacun un de ces axes.

6° *Cubique*. — Si les trois axes sont égaux et perpendiculaires entre eux, chacun d'eux peut être un axe de symétrie quadruple, et de plus

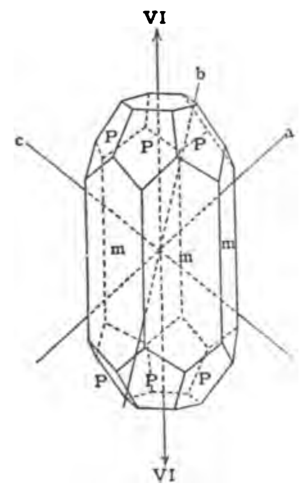


Fig. 72. — Système hexagonal.

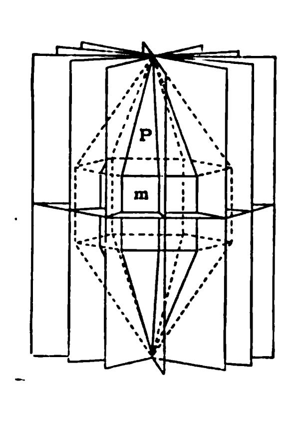


Fig. 73. — Axe dihexagonal.

il peut y avoir quatre axes de symétrie triple également inclinés sur eux et six axes de symétrie double bissectant les angles qu'ils font entre eux. Ces cristaux ne peuvent pas avoir plus de plans de symétrie que ceux de la figure 74, et sont dits appartenir au système cubique (voy. les fig. 63 et 74).

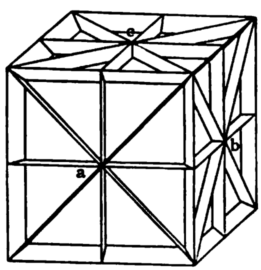


Fig. 74. — Cube avec quatre axes ditrigonaux (les diagonales).

Le seul cas qui n'a pas été considéré est celui dans lequel les axes sont inégaux, deux perpendiculaires entre eux et le troisième incliné sur les deux précédents ; mais on verra qu'un cristal de ce genre, s'il existe, ne possédera ni plans, ni axes de symétrie, et qu'il appartiendrait par suite au premier groupe. Si les deux axes sont égaux et le troisième oblique sur eux deux, mais également incliné sur eux, le système possède un plan de symétrie et

peut être rapporté à des axes comme ceux du second groupe auquel il appartient par conséquent.

Quand un axe de symétrie est le seul de son espèce dans le cristal, il est appelé un *axe principal*; la ligne verticale dans les figures de cet ouvrage est un axe principal dans les systèmes tétragonaux et hexagonaux.

Les classes qui appartiennent au même système peuvent être reconnues à deux traits : 1° quelques-unes de leurs formes sont identiques entre elles ; 2° une quelconque de leurs formes peut, par une combinaison avec d'autres formes ayant aussi des indices rationnels

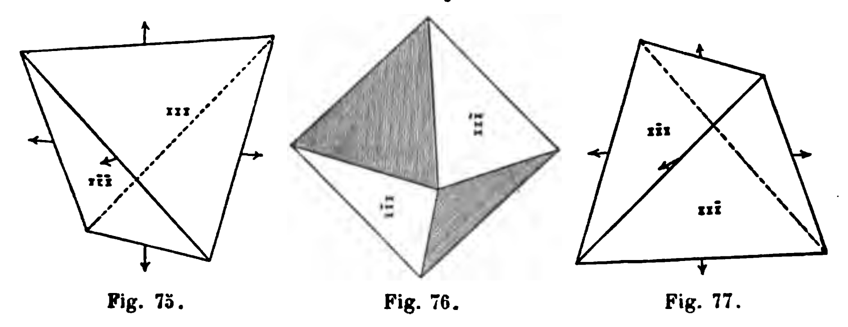


Fig. 75. Fig. 76. Fig. 77.

simples, présenter l'apparence d'une des formes appartenant à une classe plus symétrique du même système. La boracite peut servir d'exemple pour ces caractères.

La boracite cristallise sous la forme du tétraèdre (fig. 75).

Cette forme est la figure construite au moyen des faces alternes de l'octaèdre. La figure 75 est celle qui a été construite avec les faces ombrées et la figure 77 avec les faces non ombrées de la figure 76. Le tétraèdre n'a pas de centre de symétrie, mais il a six plans de symétrie passant par ses arêtes et aussi trois axes di-diagonaux joignant les centres de ses arêtes opposées, comme cela est indiqué dans les figures. Ces dernières coïncident avec les axes du cristal, sont perpendiculaires entre elles et les faces du tétraèdre déterminent sur elles des segments égaux. Le cristal est donc cubique par sa forme.

La boracite cristallise aussi suivant la combinaison de la figure 78, quand ses arêtes sont tronquées par les six faces de la forme }100{.

Lorsque ces faces sont plus largement développées, comme dans la figure 79 (c'est aussi un habitus commun de la boracite), on voit facilement quelles sont les faces du cube. Donc, tandis que }111{ dans les cristaux de la classe de la boracite est un tétraèdre, au lieu d'un

octaèdre, }100{ est un cube exactement comme dans la classe holosymétrique.

La boracite cristallise aussi dans la combinaison de la figure 80. Celle-ci présente l'apparence du cubo-octaèdre, combinaison holosymétrique. En réalité c'est une combinaison de trois formes, à savoir :

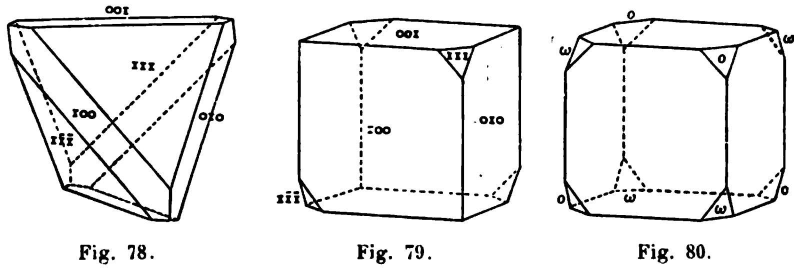


Fig. 78. Fig. 79. Fig. 80.

Fig. 78 à 80. — Boracite.

le cube }100{, le tétraèdre *o* }111{, et le tétraèdre ω }1$\bar{1}$1{. Géométriquement, la combinaison de deux tétraèdres ne peut pas se distinguer d'un octaèdre ; la véritable nature d'une combinaison de ce genre doit être

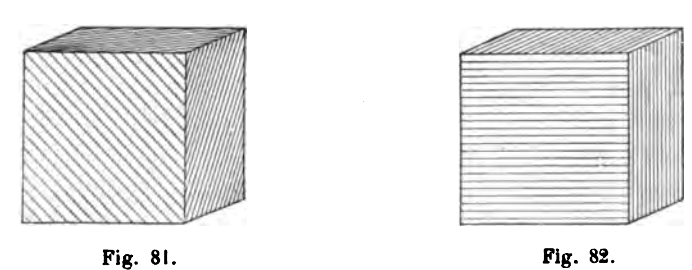


Fig. 81. Fig. 82.

découverte au moyen des propriétés physiques des faces. Le cristal naturel montre très clairement que *o* et ω appartiennent à des formes différentes, car les faces de *o* sont brillantes et celles de ω sont ternes.

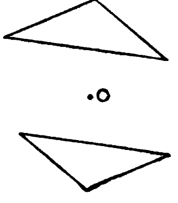
Les caractères physiques des faces d'un cristal, non seulement servent à les distinguer les unes des autres, mais encore indiquent la vraie symétrie d'une forme isolée. Les fines lignes ou stries qu'on trouve souvent sur les faces sont tout particulièrement utiles pour cet objet.

Tous les minéraux appartenant au système cubique peuvent cristalliser en cubes, mais les cubes de deux de ces minéraux peuvent en réalité appartenir à des classes différentes et différer quant à leur symétrie.

Ainsi un cube de blende strié comme dans la figure 81 n'a que six plans de symétrie, ceux qui contiennent les arêtes opposées, et appar-

tient à la classe tétraédrale, ou de la boracite, que nous venons de considérer. Mais un cube de pyrite. strié comme dans la figure 82 n'a que trois plans de symétrie, ceux parallèles à ses faces, et appartient à une classe cubique différente.

24. Diverses espèces de formes. — Chacune des trente-deux classes de cristaux peut être rapportée à l'un ou à l'autre des systèmes précédents. Six des sept classes qu'on a considérées plus haut possèdent certains caractères communs, chacune a un centre de symétrie, et tout



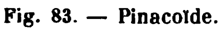


Fig. 83. — Pinacoïde.

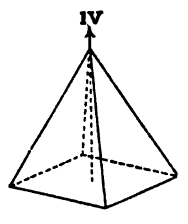


Fig. 84. — Pyramide tétragonale.

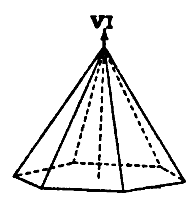


Fig. 85. — Pyramide hexagonale.

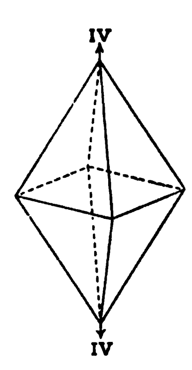


Fig. 86. — Bipyramide tétragonale.

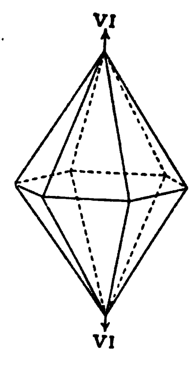


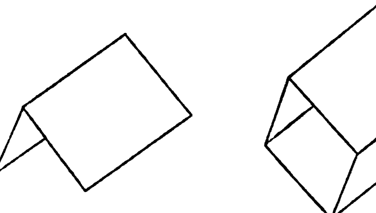
Fig. 87. — Bipyramide hexagonale.

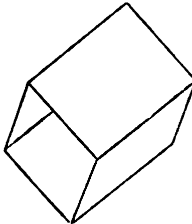
axe de symétrie n-uple est l'intersection de n plans de symétrie, de sorte que chacune peut être prise comme le type le plus complet d'un système et peut être appelée *holosymétrique*. Certains auteurs appellent *holoédraux* les cristaux holosymétriques.

Dans les vingt-cinq classes restantes, un axe de symétrie n'est pas nécessairement l'intersection de plans de symétrie, et le cristal ne possède pas nécessairement un centre de symétrie.

Un centre de symétrie seul donne naissance à une paire de faces parallèles ou *pinacoïde* (fig. 83). Telle est la forme de o dans la figure 64, ou, par le fait, des autres formes quelconques de cette figure.

Un axe de symétrie seul donne naissance à une *pyramide* (fig. 84, 85). Un axe de symétrie perpendiculaire à un plan de symétrie donne





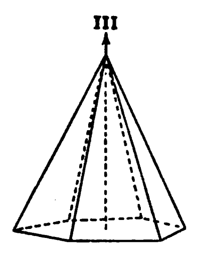




Fig. 88. — Dôme. Fig. 89. — Prisme. Fig. 90. — Pyramide ditrigonale.

naissance à une *bipyramide* (fig. 86, 87). Telle est la forme P de la figure 72 ou P de la figure 68. Quand un axe principal de symétrie est

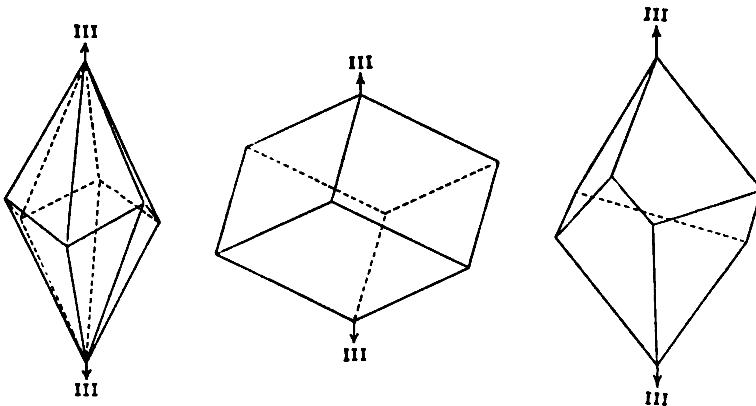


Fig. 91. — Scalénoèdre. Fig. 92. — Rhomboèdre. Fig. 93. — Trapézoèdre.

perpendiculaire à un plan horizontal (ou équatorial) de symétrie, le cristal peut être appelé *équatorial.*

Dans les figures 84, 85, l'axe est *polaire* ou dissemblable à ses deux extrémités.

Un plan de symétrie seul donne naissance à un *dome* (fig. 88).

Un plan de symétrie, combiné avec un centre de symétrie, donne naissance à un *prisme* (fig. 89). Telle est la forme *o* ou la forme *m* de la figure 65.

Un axe ditrigonal, suivant lequel se coupent trois plans de symétrie donne naissance à une pyramide ditrigonale (fig. 90).

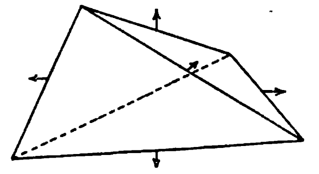
Nous pouvons de même avoir des pyramides ditétragonales et dihexagonales.

Un axe ditrigonal, combiné avec un centre de symétrie, donne naissance à un *scalénoèdre* (fig. 91). Un axe de ce genre peut également bien être décrit sous le nom de dihexagonal alternant.

Un axe trigonal, combiné avec un centre de symétrie, donne naissance à un *tétraèdre* (fig. 92). On peut également bien dire qu'un pareil axe est hexagonal alternant.

Un axe trigonal, qui est perpendiculaire à trois axes digonaux donne naissance à un *trapézoèdre* (fig. 93).

Un trapézoèdre peut aussi résulter d'un axe tétragonal perpendiculaire à quatre axes digonaux ou d'un axe hexagonal perpendiculaire à six axes digonaux.


Fig. 94. — Bisphénoïde.

Quand un axe de symétrie *n*-uple est perpendiculaire à *n* axes digonaux et qu'il n'y a pas d'autre élément de symétrie, le cristal peut être appelé *holoaxe*, puisqu'il possède tous les axes de symétrie compatibles les uns avec les autres et seulement des axes.

Trois axes digonaux perpendiculaires les uns sur les autres donnent naissance à un *bisphénoïde* (fig. 94).

Nous pouvons maintenant examiner rapidement vingt et une classes qui sont représentées par des formes cristallines ou des combinaisons de minéraux bien connus et donner des exemples de cristaux centraux, équatoriaux, polaires, alternants et holoaxes.

(Dans les figures qui suivent, les axes de symétrie sont terminés par des pointes de flèches. Sur les projections, les cercles en pointillé ne sont pas des cercles de symétrie).

SYSTÈME CUBIQUE

Cristaux qui peuvent se rapporter à trois axes de cristal egaux et rectangulaires. Tous les cristaux de ce système possèdent quatre axes de symétrie triple.

25. **Système cubique. Classe holosymétrique**. — Toutes les formes holosymétriques ont déjà été décrites, pages 22, 23 ; il ne reste qu'à indiquer leurs positions sur la projection. On les trouve facilement en considérant les cercles de symétrie dans la figure 95.

Les quatre axes ditrigonaux émergent en O et aux points correspondants ; la répétition autour d'eux et autour du centre implique trois axes ditétragonaux émergeant en A et points correspondants ; et les six axes di-digonaux émergeant en D et points correspondants. Les neuf plans de symétrie ont déjà été montrés dans les figures 22, 74.

La projection stéréographique de cette classe est divisée par ses cercles de symétrie en quarante-huit triangles semblables, tels que AOD, dont chacun a trois côtés inégaux, savoir les arcs AO, OD, DA. Un pôle quelconque sur la sphère, quelle que soit sa position, doit se trouver :

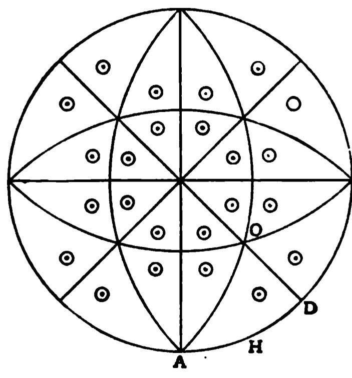


Fig. 95. Cubique, central ditrigonal (Central ditesséral.)

Fig. 96. — Classe holosymétrique hexaoctaèdre.

ou sur l'un des angles, ou sur un des côtés, ou dans l'intérieur d'un triangle de ce genre; les diverses formes d'un cristal cubique holosymétrique peuvent donc se déduire en supposant qu'un pôle occupe successivement chacune de ces positions, et en le répétant par rapport à tous les cercles de symétrie. Quand un pôle est situé sur un cercle de symétrie, il ne peut pas être répété par rapport à celui-ci, et il représente alors une face du cristal qui est perpendiculaire au plan correspondant de symétrie.

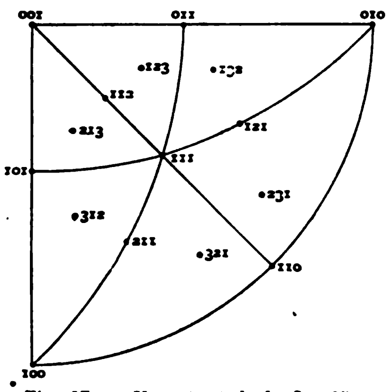


Fig. 97. — Un octant de la fig. 95.

1° *Octaèdre* }111{. — Un pôle situé à l'angle O, répété par rapport à tous les plans de symétrie du cube, donne naissance à l'octaèdre (fig. 7). Le spinelle et la magnétite cristallisent en octaèdres parfaits.

2° *Cube* }100{. — Si le pôle émigre au sommet A, la forme a six faces (fig. 6). On trouve des cubes simples bien formés de galène, de fluorine et de sel.

3° *Dodécaèdre rhombique* }110{. — Si le pôle vient à l'angle D, la formule a douze faces (fig. 8). Ce dodécaèdre est la forme presque uni-

verselle du grenat et il n'est pas rare de le trouver comme forme de la magnétite.

Lorsque le pôle se trouve sur l'un des côtés du triangle, il appartient à l'une des figures à vingt-quatre faces ; il y a alors trois cas possibles.

4° *Trioctaèdre* }*hhk*{. — Si le pôle est situé entre O et D, la forme est celle de la figure 30. On obtient un symbole possible pour cette figure en additionnant les indices de O et D, ce qui donne }221{ ; le symbole plus général s'obtient en additionnant ensemble des multiples quelconques de leurs indices. Ainsi : $m\,(111) + n\,(110) = (m + n, m + n, m)$ ou }*hhk*{ où *h* est plus grand que *k*. Une forme rare de spath fluor est le trioctaèdre }441{ de Striegau en Silésie.

5° *Icositétraèdre* (*hkk*). — Si le pôle se trouve entre O et A, la forme est celle de la figure 33 et ses indices sont habituellement }211{. Le symbole général d'un icositétraèdre quelconque doit être }*hkk*{ où *h* est plus grand que *k*, puisque $m\,(111) + n\,(100) = (m + n, m, m)$. L'icositétraèdre }211{ est une forme commune de l'analcime, de la leucite et du grenat.

6° *Cube pyramidé* (*hko*). — Lorsque le pôle se trouve entre A et D, comme en H, il appartient à une forme }*hk*O{, dont l'exemple le plus commun est }210{ (fig. 27). On trouve }310{ comme forme simple dans le spath fluor.

7° *Hexoctaèdre* }*hkl*{. — Lorsque le pôle se trouve dans l'intérieur du triangle AOD, il doit être répété par rapport à tous les plans de symétrie dans chacun des autres triangles, et donne ainsi naissance à quarante-huit pôles qui appartiennent à la forme de la figure 96. Une face quelconque dont les indices sont inégaux appartient à cette forme, dont }321{ est un cas spécial et simple.

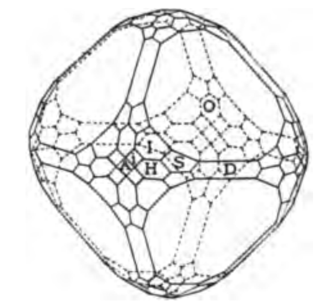


Fig. 98. — Spinelle des monts Albains.

La figure à quarante-huit faces est à peine connue comme forme simple, mais quelques cristaux de diamant *présentent l'apparence* d'un hexoctaèdre à faces courbes (fig. 419).

Le diagramme ci-joint (fig. 98) représente un cristal de spinelle, des monts Albins dans le Latium, qui est extraordinairement riche en faces ; c'est une combinaison des formes : ocatèdre O }111{ ; dodécaèdre D }110{ cube A }100{, cube pyramidé H }310{, deux icositétraèdres I }311{ et *i* }611{ et l'hexoctaèdre S (531).

Cette combinaison révèle bien ce fait que, dans un cristal compliqué, toutes les faces constituent des zones simples et ont des indices rationels simples. Les arêtes de l'octaèdre sont tronquées par les faces du dodécaèdre; les arêtes de }311{ sont tronquées par les faces de }310{; les arêtes de }310{ par les faces de }611{; tandis que }531{ remplace les arêtes de la combinaison entre }311{ et }110{, comme on peut le voir dans chaque cas par les arêtes parallèles dans la figure ou par l'addition de leurs indices.

Comme exemples d'autres combinaisons holosymétriques, voir les figures du spath fluor (habitus cubique), du grenat (habitus dodécaédral), de la galène (habitus octaédral) dans la Deuxième partie.

26. Classe de la tétraédrite. — Les cristaux de cette classe possèdent quatre axes ditrigonaux polaires émergeant en O et points correspon-

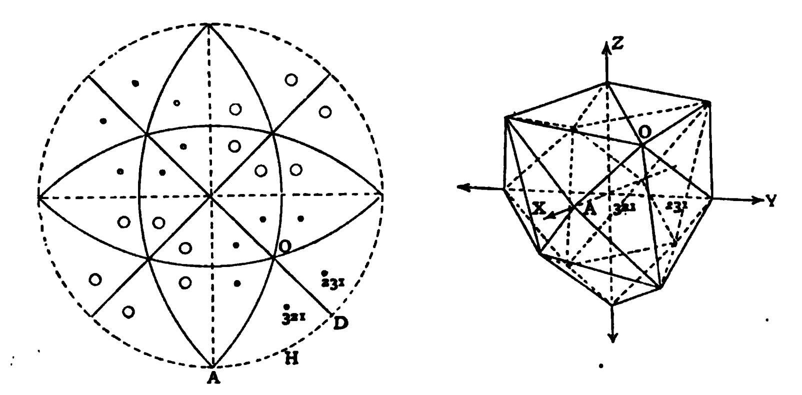


Fig. 99. — Cubique polaire ditrigonal. (Polaire ditesséral.)

Fig. 100. — Hexatétraèdre.

dants comme le montre la projection (fig. 99); ceux-ci impliquent trois axes di-digonaux émergeant en A et points correspondants ; les six plans de symétrie sont les plans passant par les arêtes du cube de la figure 22.

Les faces qui accompagnent (321) par répétition par rapport à ces éléments de symétrie constituent l'*hexatétraèdre* ou tétraèdre à six faces de la figure 100, dont les pôles sont figurés dans la figure 99.

Cette figure se rencontre, quoique rarement, comme forme simple dans le diamant.

Les autres formes de cette classe se déterminent facilement en imaginant que le pôle (321) de la figure 99 émigre successivement aux divers points du triangle AOD, et en observant comment les pôles qui

les accompagnent doivent être distribués. Ainsi si (321) vient au sommet A (100) les autres pôles de cette forme doivent venir successivement aux positions des pôles correspondants du cube et *toutes* les

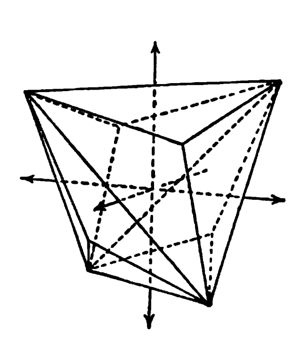


Fig. 101. — Tritétraèdre.

Fig. 102. — Dodécaèdre deltoïde.

six faces du cube seraient représentées. }100{ garde en conséquence toutes ses faces et reste un cube dans cette classe.

Si l'on imagine de même que le pôle vienne en D ou en H, on trouvera que le dodécaèdre et le cube pyramidé restent sans changement; ils ont leur plein nombre de faces et ne peuvent pas être distingués

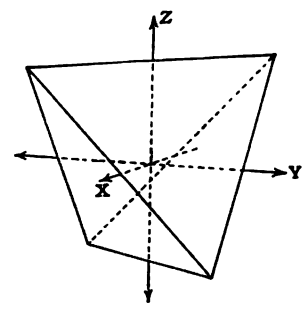


Fig. 103. — Tétraèdre.

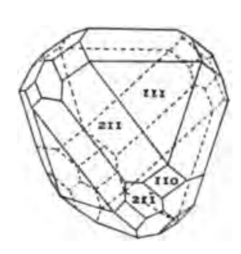


Fig. 104. — Tétraédrite.

des formes holosymétriques à moins qu'ils ne portent des marques superficielles, ou qu'ils n'aient des caractères physiques qui montrent qu'il manque des plans de symétrie parallèles aux faces du cube.

D'autre part l'icositétraèdre }211{ devient le *tritétraèdre* de la figure 101; le trioctaèdre (221) devient le *dodécaèdre deltoïde* de la figure 102 et l'octaèdre (111) devient le *tétraèdre* de la figure 103. Le tétraèdre est une figure commune de la tétraédrite ou minerai de cuivre gris. La figure 104 représente un cristal de tétraédrite de Dillenburg (Nassau) qui est une combinaison des formes : tétraèdre (111), dodé-

caèdre (110), tritétraèdre (211), et du tritétraèdre *supplémentaire* }21$\bar{1}${

On verra que le cube tronque les arêtes du tétraèdre, que le dodécaèdre forme une pyramide à trois faces sur chaque sommet du tétraèdre et a ses arêtes tronquées par les faces de }211{ et }21$\bar{1}${. Pour les autres combinaisons tétraédrales voir les figures de la tétraédrite, de la blende, de la boracite et du diamant.

27. Classe des pyrites. — Les cristaux de cette classe possèdent quatre axes trigonaux émergeant en O et points correspondants et un

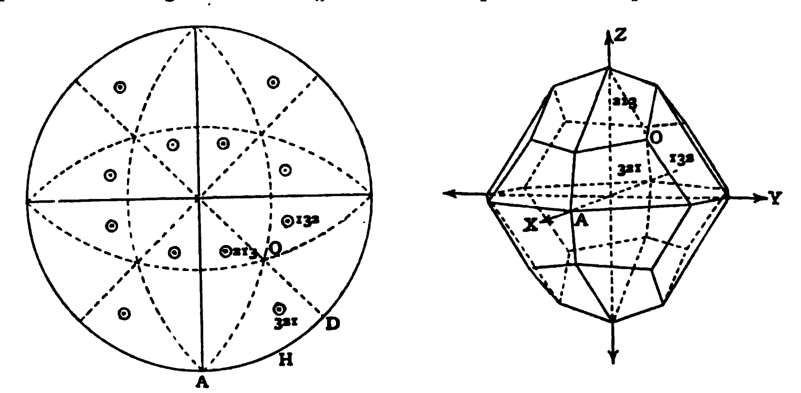


Fig. 105. — Cubique, central trigonal. (Central tesséral.)

Fig. 106. — Diakis dodécaèdre.

centre de symétrie, ceci implique les trois plans de symétrie de la figure 105, et les trois axes di-digonaux émergeant en A et points correspondants. Les faces qui accompagnent }321{, par répétition autour de ces éléments de symétrie, constituent le *dyakis dodécaèdre* de la figure 106, dont les pôles sont indiqués dans la figure 105. Comme la figure a la centrosymétrie, chaque face en a une autre qui lui est parallèle et aucun axe de symétrie n'est polaire. Une figure de ce genre, avec les indices }421{ ou }321{ se rencontre quelquefois comme forme simple des pyrites de fer.

En traitant les autres formes du système comme ci-dessus, on trouvera que le cube }100{, l'octaèdre }111{, le dodécaèdre }110{, le tricotaèdre et l'icositétraèdre sont identiques avec les formes correspondantes de la classe holosymétrique. D'un autre côté, le cube pyramidé de la figure 27 (H dans la figure 105) devient le ***dodécaèdre pentagonal*** }210{ de la figure 107, cette forme se trouve dans les pyrites de fer et est si caractéristique pour ce minéral qu'on la connaît souvent sous le nom de *pyritoèdre*.

La figure 108 représente un cristal de pyrite de l'île d'Elbe et est une

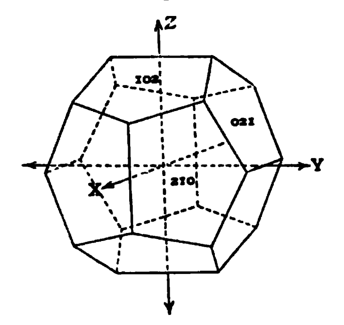


Fig. 107. — Dodécaèdre pentagonal.

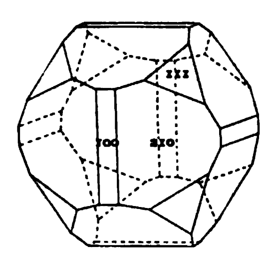


Fig. 108. — Pyrite de l'île d'Elbe.

combinaison des fores : octaèdre }111{, dodécaèdre pentagonal }210{, cube }100{.

28. Classe de la cuprite. — Les cristaux de cette classe possèdent quatre axes trigonaux de symétrie et sont holoaxes ; ils n'ont ni plan ni centre de symétrie, mais ils possèdent tous les autres axes de symé-

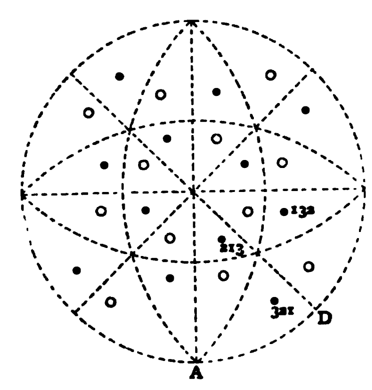


Fig. 109. — Cubique, holoaxe. (Holoaxe tesséral.)

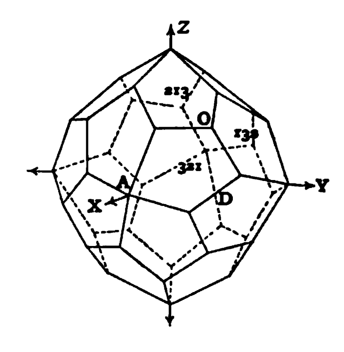


Fig. 110. — Icositétraèdre pentagonal.

trie possibles, à savoir : des axes tétragonaux en A, des axes trigonaux en O, des axes digonaux en D. La répétition du plan (321) par rapport à ces axes donne naissance à la forme de la figure 110, dont les pôles sont indiqués dans la figure 109. Cette force s'appelle l'*icositétraèdre pentagonal*, puisqu'elle se compose de vingt-quatre pentagones (non réguliers). Si maintenant l'on construit la forme (231) de la figure 111, on trouvera que les deux formes, bien que précisément semblables, ne sont pas identiques. Elles sont entre elles dans le même rapport que

la main droite au gant de la main gauche; l'une est l'inverse ou la réflexion de l'autre. Deux formes supplémentaires qui sont semblables, mais non identiques, sont dites *énantiomorphes;* toutes les formes qui n'ont ni un centre, ni un plan de symétrie sont énantiomorphes à une

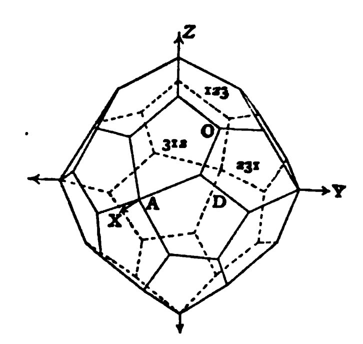


Fig. 111. — Forme énansiomorphe de la figure 110.

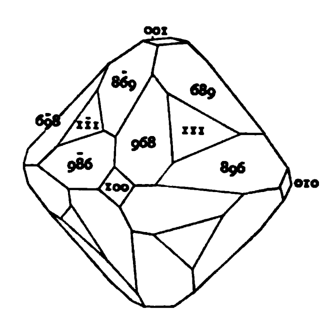


Fig. 112. — Cuprite de la Cornouailles.

autre forme. Les formes appartenant aux deux classes précédentes ne sont pas énantiomorphes parce qu'elles possèdent des plans de symétrie.

Dans la classe de la cuprite on trouvera que toutes les formes sont les mêmes que celles de la classe holosymétrique, à l'exception de }*hkl*{, qui n'est plus un hexoctaèdre, mais qui a la forme de la figure 110 ou 111. C'est pour cette raison que les minéraux appartenant à cette classe ne révèleront pas leur vraie symétrie à moins de présenter des faces de cette dernière sorte. La cuprite, quoique très riche en faces, ne présente habituellement que des combinaisons du cube, de l'octaèdre, du dodécaèdre et de l'icositétraèdre sans les faces de }*hkl*{. La figure 112 représente un type rare de cuprite de Liskeard dans la Cornouaille; c'est une combinaison du cube }100{, de l'octaèdre }111{, et de la forme }896{.

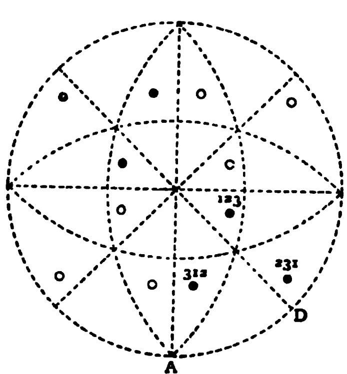


Fig. 113. — Cubique. Trigonale polaire. (Polaire tessérale.)

29. **Classe de l'ullmannite.** — Les cristaux de cette classe possèdent quatre axes trigonaux polaires et conséquemment aussi trois axes digonaux. Toutes les formes sont les mêmes que l'une ou l'autre de celles des classes qui précèdent, à l'exception de }*hkl*{, qui est représenté dans

la figure 114. La forme }111{ est un tétraèdre, et }210{ est un pyrotoèdre.

Les cristaux d'ullmannite de Carinthie sont tétraédraux, ceux de Sardaigne sont pyritoédraux, ce qui indique clairement que le minéral n'appartient ni à la classe des pyrites ni à celle de la tétraédrite. Le chlorate de sodium appartient aussi à cette classe.

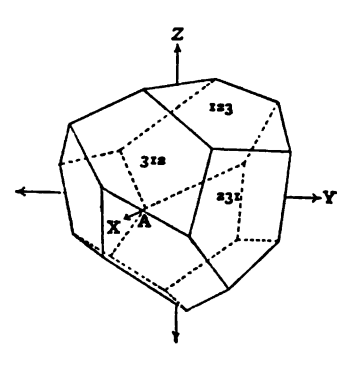


Fig. 114.

SYSTÈME TÉTRAGONAL

Cristaux qu'on peut rapporter à trois axes rectangulaires, dont deux sont égaux. Les cristaux de ce système possèdent un axe de symétrie quadruple.

30. **Système tétragonal. Classe holosymétrique.** — Les cristaux de cette classe possèdent un axe ditétragonal et un centre de symétrie. Deux plans semblables de symétrie S, perpendiculaires l'un sur l'autre, sont accompagnés d'une seconde

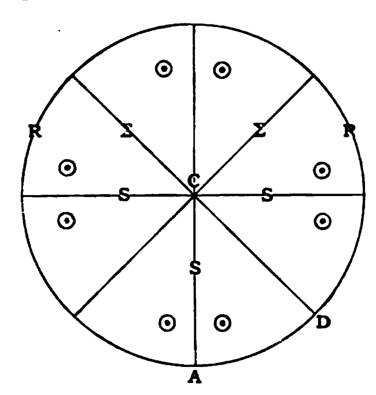


Fig. 115. — Système tétragonal holosymétrique.

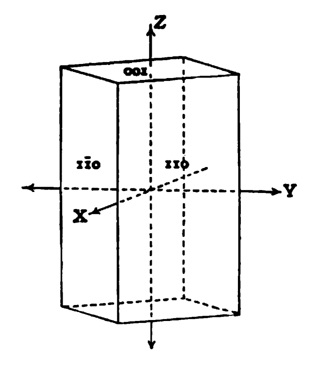


Fig. 116. — Prisme tétragonal. Premier ordre.

paire du même genre Σ, et du plan équatorial de symétrie R. L'axe ditétragonal émerge en C, et les axes digonaux en A, D et points correspondants. Les cinq plans de symétrie sont projetés comme dans la figure 115, de manière que l'axe principal occupe le centre C du cercle de projection. Les diverses formes peuvent être reconnues, comme dans le système cubique, en considérant les positions possibles d'un pôle de la sphère par rapport au triangle ADC formé par les trois cercles de symétrie. Le pôle doit tomber ou bien sur un sommet, ou bien sur un côté, ou bien dans l'intérieur du triangle.

1° *Prisme tétragonal* }110{ ; *prisme du premier ordre.* — Un pôle situé en D, répété par rapport aux plans de symétrie S, donne naissance à une forme ayant quatre faces, qui constitue un prisme à base carrée (fig. 116).

Le prisme tétragonal }110{ n'est pas une figure fermée et ne peut en donner une que par combinaison avec quelque autre forme ; dans la figure 116 il est terminé par les faces }001{ et }00$\bar{1}${ ; mais le fait qu'elles appartiennent à une forme différente est indiqué ici par leur taille plus petite.

2° *Prisme tétragonal* }100{ ; *prisme du second ordre.* — Lorsque le

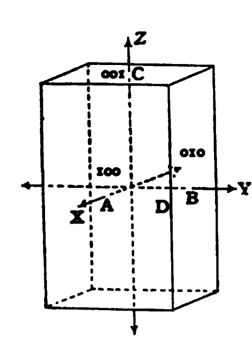


Fig. 117. — Prisme tétragonal. Second ordre.

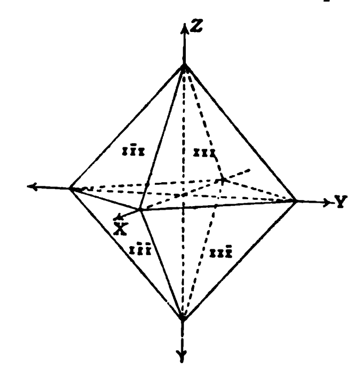


Fig. 118. — Bipyramide tétragonale. Premier ordre.

pôle est situé en A, la forme est un autre prisme tétragonal précisément semblable au premier.

Géométriquement parlant, la figure 117 est tout simplement la figure 116 tournée de 45° ; mais dans un cristal tétragonal il y aura toujours des différences de la surface des faces, ou d'autres caractères physiques qui serviront à distinguer une forme de l'autre. C'est aussi une forme ouverte. Comme en passant du système cubique au tétragonal quatre des plans dodécaédraux de symétrie ont diapru, les faces (001) et }00$\bar{1}$} n'appartiennent pas à cette forme.

3° *Pinacoïde basal* }001{. — Lorsque le pôle est situé en C, la forme se compose simplement du pinacoïde ou paire de faces parallèles }001{ et 00$\bar{1}${ qui constituent le sommet et la base des figures 116, 117. Dans ce système ou dans l'un quelconque des suivants, une face qui coupe l'axe vertical OZ et qui est parallèle aux deux axes latéraux OX,XY, est appelée le plan basal » ou « plan de base ». L'idocrase de Wilui, en Sibérie, se rencontre en prismes carrés terminés par le pinacoïde basal.

4° ***Bipyramide tétragonale*** }*hhl*{ ; ***pyramide du premier ordre.*** — Quand le pôle est situé sur l'arc CD, les segments interceptés par la face correspondante sur les deux axes latéraux sont égaux et les deux premiers indices dans le symbole doivent aussi être égaux ; la forme est donc (*hhl*) où *h* et *l* peuvent avoir des valeurs quelconques, fig. 118. Lorsque la face appartient à la forme paramétrale choisie pour déterminer la longueur des axes, son symbole est (111).

5° ***Bipyramide tétragonale*** }*hOl*{ ; ***pyramide du second ordre.*** — Quand le pôle est situé sur l'arc AC, il appartient encore à une pyramide à quatre faces (*hOl*), où *h* et *l* peuvent avoir des valeurs quelconques. Lorsque les segments interceptés par cette forme sur les axes latéraux et verticaux sont choisis pour déterminer les longueurs des axes, c'est la forme paramétrale }101{. Cette forme, comme la dernière, est une pyramide à base carrée mais les deux ne sont pas identiques, puisque }101{ a les deux axes égaux parallèles aux côtés de sa base, tandis que (111) a ces mêmes axes pour *diagonales* de sa base ; par conséquent les deux pyramides, si elles ont même hauteur, ne peuvent avoir des bases égales, et si elles ont même base l'une doit être plus longue ou plus courte que l'autre. On trouve souvent l'anatase en bipyramides simples à base carrée.

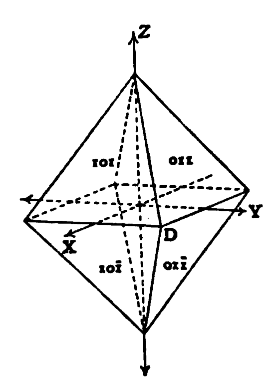


Fig. 119. — Bipyramide tétragonale. Second ordre.

Fig. 120. — Prisme ditétragonal.

6° ***Prisme ditétragonal*** }*hkO*{. Lorsque le pôle tombe sur l'arc AD, il doit être répété par rapport aux deux systèmes de plans de symétrie S et Σ, et devient un prisme à huit faces (fig. 120). Ce dernier, combiné avec le pinacoïde basal, se rencontre comme forme de l'idocrase.

7° *Bipyramide ditétragonale* (*hkl*). — Lorsque le pôle tombe dans l'intérieur du triangle ADC, il doit être répété par rapport à tous les

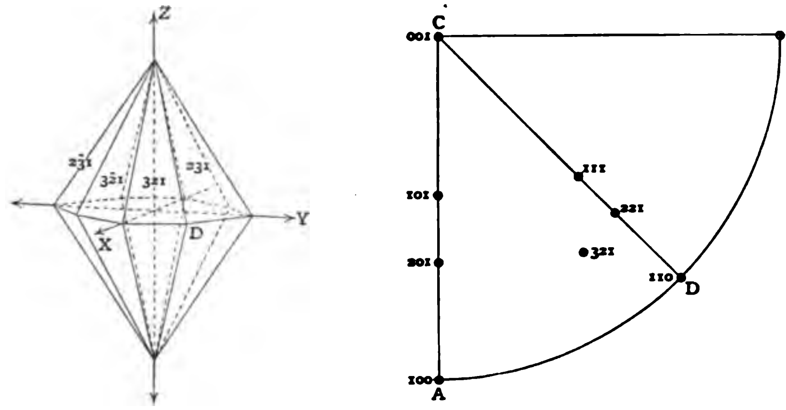


Fig. 121. — Bipyramide ditétragonale. Fig. 122.

plans de symétrie et donne naissance à la bipyramide à 16 faces de la figure 121, dont la figure 115 est une projection. Cette forme n'est connue qu'en combinaison.

Les positions des pôles des sept formes qui précèdent sont marquées sur la figure 122.

La figure 123 est un cristal de zircon de Miask, dans l'Oural, combinaison des formes }111{ ; }100{ ; }311{.

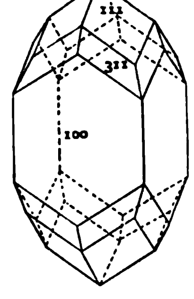
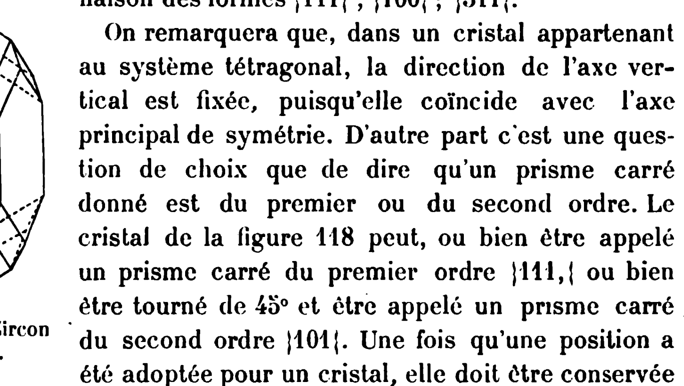


Fig. 123. — Zircon de Miask.



On remarquera que, dans un cristal appartenant au système tétragonal, la direction de l'axe vertical est fixée, puisqu'elle coïncide avec l'axe principal de symétrie. D'autre part c'est une question de choix que de dire qu'un prisme carré donné est du premier ou du second ordre. Le cristal de la figure 118 peut, ou bien être appelé un prisme carré du premier ordre }111,{ ou bien être tourné de 45° et être appelé un prisme carré du second ordre }101{. Une fois qu'une position a été adoptée pour un cristal, elle doit être conservée pour tous les cristaux du même minéral.

31. **Classe de la chalcopyrite**. — Les cristaux de cette classe possèdent deux plans de symétrie perpendiculaires l'un sur l'autre, qui se coupent suivant un axe ditétragonal de symétrie alternant, mais il n'y a pas de centre de symétrie. La répétition du plan (321) par rapport à

ces éléments de symétrie, donne le *scalénoèdre* de la figure 125, dont les pôles sont indiqués dans la figure 124.

L'axe n'est pas purement et simplement di-digonal, car chaque face

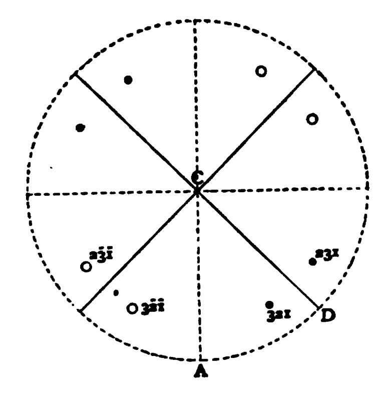


Fig. 124. — Ditétragonale alternante.

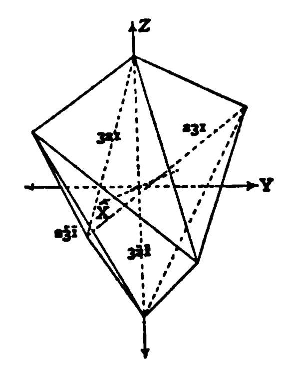


Fig. 125. — Scalénoèdre tétragonal.

peut dériver d'une autre face du scalénoèdre par une rotation de 90° autour de l'axe vertical, combinée avec une réflexion par rapport au plan équatorial, par exemple $\{\bar{2}3\bar{1}\}$ de $\{321\}$; la rotation l'amène en $\{\bar{2}31\}$ et

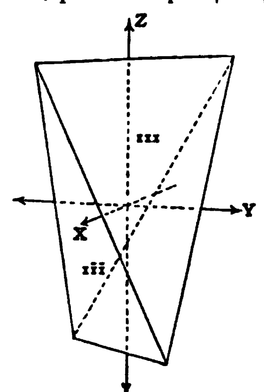




Fig. 126. — Bisphénoïde.

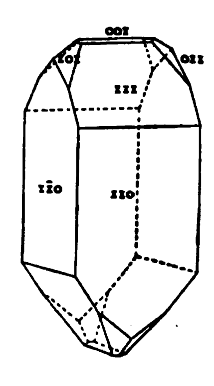


Fig. 127. — Chalcopyrite de Pensylvanie.

la réflexion en $\{\bar{2}3\bar{1}\}$. Un pareil axe est une axe de symétrie « alternante ».

La seule autre forme de cette classe, outre (hkl), qui diffère de celle de la classe holosymétrique, est celle dont le pôle se trouve sur un plan de symétrie (mais pas en D), à savoir $\{hhl\}$ ou $\{111\}$.

Cette classe correspond étroitement à la classe de la tétraédrite dans le système cubique ; ainsi la forme (fig. 126) est très semblable

en apparence à celle du tétraèdre, mais c'est en réalité un *bisphénoïde* ou coin double, dont les faces sont des triangles isocèles et non pas équilatéraux, puisque l'axe vertical Z n'est pas égal en longueur aux axes latéraux X et Y. La figure 147 est un cristal de chalcopyrite de Pensylvanie combinaison des formes : prisme carré }110{, bisphénoïde }111{, bipyramide }101{, pinacoïde basal }001{.

32. **Classe de la scheelite.** — Les cristaux de cette classe possèdent un axe tétragonal Z, perpendiculaire à un plan équatorial de symétrie ;

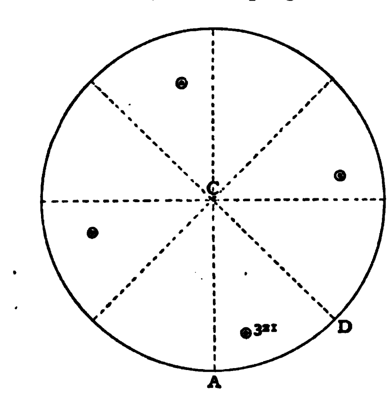


Fig. 128. — Cercle équatorial tétragonal.

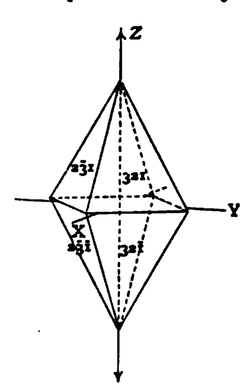


Fig. 129. — Bipyramide tétragonale. Troisième ordre.

ils sont donc aussi centrosymétriques. La face (321) répétée par rapport à ces éléments de symétrie donne naissance à la *bipyramide tétragonale* du troisième ordre (fig. 129) dont les pôles sont marqués dans la figure 128.

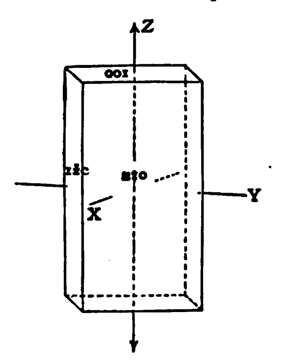


Fig. 130. — Prisme tétragonal. Troisième ordre.

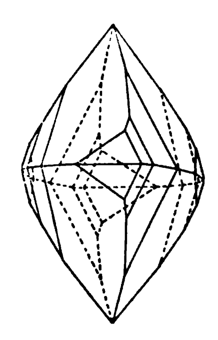


Fig. 131. — Schéelite.

La seule autre forme qui diffère de la forme correspondante dans la

classe homosymétrique et le prisme (*hko*), qui n'est plus un prisme ditétragonal, mais un *prisme tétragonal* du troisième ordre (fig. 130).

Les axes cristallographiques X et Y ne sont pas des axes de symétrie dans cette classe, et en général ils n'émergent pas par les sommets ou les arêtes des formes. A cet égard les figures 129, 130, diffèrent des figures 118, 116.

La figure 131 est un cristal de scheelite de Zinnwald en Bohême ; c'est une combinaison de quatre bipyramides carrées.

33. Classe de la wulfénite. — Les cristaux de cette classe ne possèdent qu'un axe tétragonal polaire Z. La répétition de la face {321}

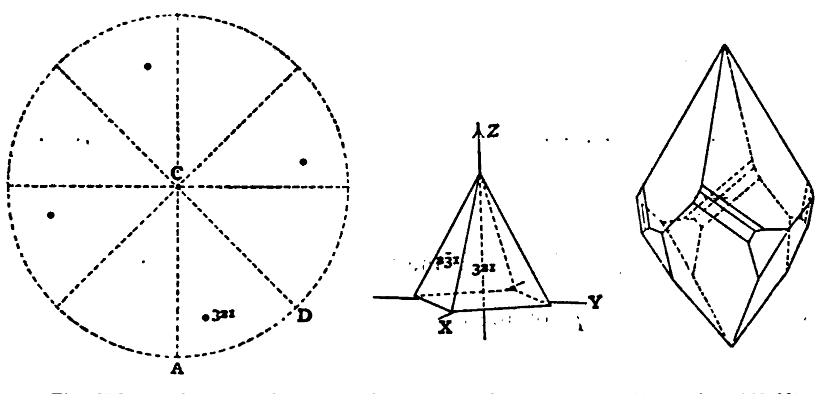


Fig. 132. — Tétragonal polaire.

Fig. 133. — Pyramide tétragonale.

Fig. 134. — Wulfénite.

autour de cet axe donne naissance à la *pyramide tétragonale* de la figure 133, dont les pôles sont marqués sur la figure 132. Comme dans la dernière classe, (*hko*) est ici aussi le prisme tétragonal de la figure 120. De plus, comme l'axe tétragonal est polaire, la forme {001} n'est pas ici un pinacoïde, mais un plan basal simple.

La figure 134 représente un cristal de wulfénite de Saxe ; c'est une combinaison de cinq pyramides carrées. (Pour les trois classes tétragonales restant (ditétragonale polaire, tétragonale holoaxe et tétragonale alternante, voy. p. 336).

34. Rapport des axes. — Dans le système cubique les trois axes étaient égaux, mais dans un cristal tétragonal l'axe certical *c* est ou bien plus grand, ou bien plus petit que les deux axes latéraux *a*. Quand le rapport axial *a* : *c* est connu, les longueurs effectives des segments interceptés par une face quelconque sont aussi connues au moyen de

ses indices et de ces dernières on peut calculer son inclinaison sur les axes et sur les autres faces. Le rapport axial se trouve au moyen des équations de la page 37, connaissant un angle qui donne la position d'une face quelconque coupant l'axe vertical et au moins un axe latéral.

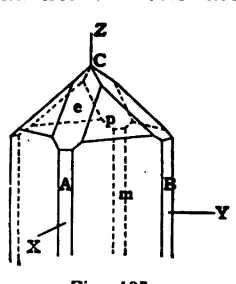


Fig. 135.

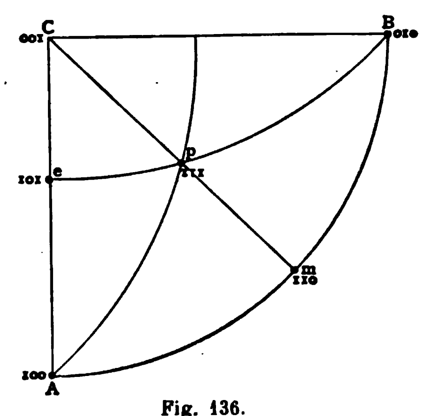


Fig. 136.

Ainsi dans le cristal de cassitérite (fig. 135) prenons e pour (101), alors

$$\frac{a}{1} \cos Ae = \frac{c}{1} \cos Ce$$

ou $$\frac{a}{c} = \frac{\cos Ce}{\cos Ae} = \text{tang}\, Ae \text{ ; puisque } AB = 90^\circ.$$

Ou encore prenons p comme (111), alors

$$\frac{a}{1} \cos Ap = \frac{c}{1} \cos Cp$$

par suite

$$\frac{a}{c} = \frac{\cos Cp}{\cos Ap} = \frac{\sin mp}{\cos Ap}, \text{ puisque } Cm = 90^\circ.$$

Dans le triangle sphérique rectangle pmA (fig. 136) (angle droit en m) $\cos Ap = \cos pm. \cos Am = \cos pm. \cos 45^\circ$; par suite

$$\frac{a}{c} = \frac{\text{tang}\, mp}{\cos 45^\circ}$$

Par conséquent la mesure d'un seul angle convenable, par exemple Ae ou mp, suffit pour déterminer le rapport des axes.

SYSTÈME ORTHORHOMBIQUE

Cristaux qu'on peut rapporter à trois axes rectangulaires inégaux, et possédant un axe de symétrie double qui est ou bien l'intersection de deux plans de symétrie, ou bien perpendiculaire à deux axes de symétrie.

35. **Système orthorhombique. Classe holosymétrique.** — Les cristaux appartenant à cette classe possèdent un axe di-digonal suivant

lequel se coupent deux plans de symétrie, et un centre de symétrie. Ces éléments impliquent aussi le plan équatorial de symétrie et deux axes di-digonaux situés dans ce plan, comme on les voit en projection dans la figure 137.

Les trois axes du cristal sont, comme dans les systèmes cubiques et tétragonaux, les intersections des plans de symétrie, mais dans ce système chaque axe n'a qu'une symétrie di-digonale, et il n'existe pas

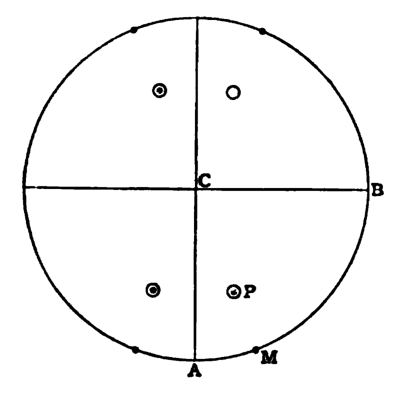


Fig. 137. — Système orthorhombique holosymétrique.

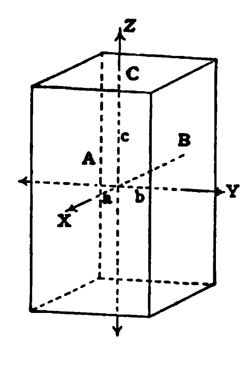


Fig. 138. — Les trois pinacoïdes.

d'axe de symétrie plus élevée qui puisse être pris pour axe de symétrie principal comme l'axe vertical dans le système précédent.

En décrivant la forme d'un cristal orthorhombique quelconque, il n'y a rien qui détermine quel est celui des trois axes qui doit être choisi pour l'axe vertical; mais une fois que l'axe vertical a été choisi, le cristal, par une convention générale, est placé toujours de telle manière que, des deux axes latéraux, le plus court soit celui qui est dirigé vers l'observateur.

Les trois axes sont alors désignés sous les noms : d'axe vertical (c), brachy-diagonale ou axe court (a), et macro-diagonale ou axe long (b).

Les diverses formes se trouvent alors comme précédemment :

1° *Macro-pinacoïde* }100{. Lorsque le pôle est situé en A, la forme se compose d'une paire de faces parallèles à la fois à l'axe vertical et à la macro-diagonale; c'est pourquoi on l'a appelé le macro-pinacoïde.

2° *Brachy-pinacoïde* }010{. Quand le pôle est en B, la forme se compose de la paire de faces parallèles, qui sont parallèles à la fois à l'axe vertical et à la brachi-diagonale; on l'appelle le brachi-pinacoïde.

3° *Pinacoïde basal* }001{. Lorsque le pôle est en C, la forme se compose d'une paire de faces parallèles aux deux axes latéraux (*a* et *b*).

La figure 138 représente une combinaison de ces trois formes et ressemble à la combinaison de la figure 117, dans la système tétragonal, avec cette différence que le cristal orthorhombique, étant une combinaison de trois formes différentes, est représenté par une figure ayant trois paires de faces de taille inégale, et que dans le cristal réel ces faces doivent avoir des propriétés physiques différentes (voy. le clivage de l'anhydrite, p. 28).

Lorsque le pôle se trouve sur l'un des côtés du triangle sphérique ABC formé par les trois plans de symétrie, il appartient à une forme composée de quatre plans tous parallèles à l'un des axes. Dans celle-ci, comme dans le système précédent, une forme dont les faces sont parallèles à l'axe vertical est appelée un prisme ; une forme dont les faces sont parallèles à la macro-diagonale est appelée un macro-prisme et une forme qui est parallèle à la brachi-diagonale est appelée un brachy-prisme. Ce sont évidemment des formes ouvertes et, dans un cristal complet, elles ne peuvent exister qu'en combinaison.

Les trois formes suivantes sont donc :

4° *Prisme* }*hk*0{. Lorsque le pôle se trouve sur l'arc AB (comme en M) la forme est un prisme ayant quatre faces parallèles à l'axe vertical. Le prisme particulier qui passe par les extrémités des axes latéraux, ou qui est choisi pour déterminer les longueurs de ces axes, a le symbole }110{ ; c'est un prisme à base rhombique dont la plus courte diagonale est dirigée vers l'observateur ; en d'autres termes, le prisme primitif est placé de telle manière que son angle obtus est en tête, et que, en projection, ses pôles sont situés plus près de A que de B (comme en M, fig. 137). Le prisme est représenté dans la figure 139, en combinaison avec le pinacoïde basal.

5° *Brachy-prisme* }0*kl*{. Lorsque le pôle tombe sur le côté CB (comme en L dans la fig. 152), la forme est un prisme ouvert, semblable en apparence au dernier, mais parallèle à la brachy-diagonale. Le brachy-prisme particulier, dont les faces passent par les extrémités des axes *b*, *c*, a le symbole }011{. La figure 140 représente un brachy-prisme fermé par le macro-pinacoïde.

6° *Macro-prisme* }*hol*{. Quand le pôle est situé sur AC (comme en D dans la fig. 152), la forme se compose de quatre faces parallèles à la macro-diagonale ; et le macro-prisme particulier, dont les faces passent

par les extrémités des axes *a*, *c*, a pour symbole }101{. La figure 141 représente un macro-prisme combiné avec le brachy-pinacoïde.

7° *Bipyramide* }*hkl*{. Finalement quand le pôle tombe dans l'intérieur du triangle ABC (comme en P), la forme se compose de huit faces qui

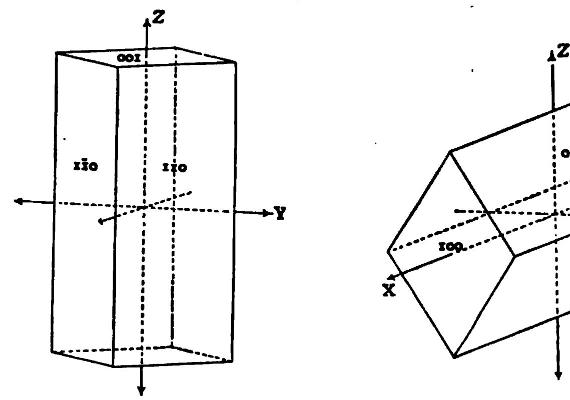


Fig. 139. — Prisme rhombique. Fig. 140. — Bracho-prisme.

constituent une bipyramide (fig. 142) à base rhombique, indiquée en projection dans la figure 137. La bipyramide paramétrale }111{ dont les

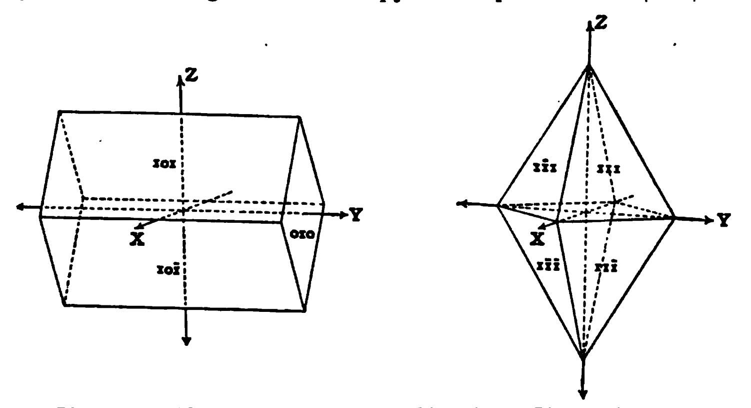


Fig. 141. — Macro-prisme. Fig. 142. — Bipyramide rhombique.

faces passent par les extrémités des trois axes, ou qui est choisie pour déterminer la longueur des axes, doit avoir ses angles les plus obtus en tête et en arrière et ses angles les plus aigus sur les côtés, quand elle est placée dans la position normale.

On trouve dans l'anhydrite des cristaux limités par les pinacoïdes seuls (fig. 138) ; et dans les barytes des prismes terminés par les pinacoïdes basaux ou autres seuls.

Des bipyramides rhombiques simples se rencontrent parmi les cristaux d'anglésite.

Pour les combinaisons holosymétriques, voir les fig. 583, 659, 662.

36. **Classe du soufre.** — Les cristaux de cette classe sont holoaxes et par conséquent possèdent trois axes diagonaux qui coïncident avec les

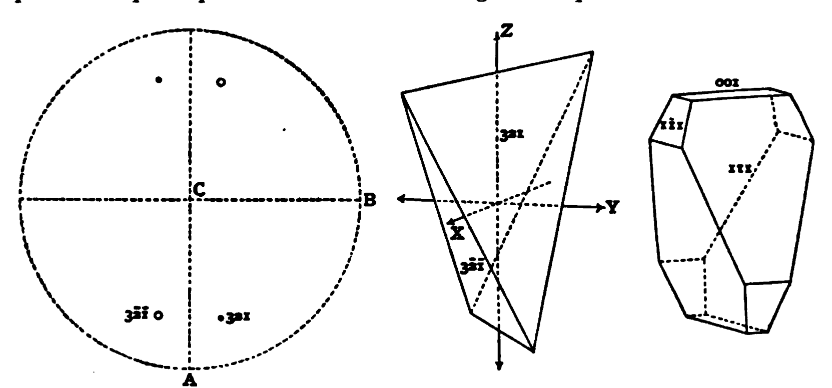


Fig. 143. — Holoaxe. Fig. 144. — Bisphénoïde. Fig. 145. — Soufre.

axes du cristal ; ils sont dans le même rapport avec ceux de la classe holosymétrique que le tétraèdre avec l'octaèdre. La face (321) (ou toute autre face de pyramide) répétée par rapport à ces axes donne naissance au *bisphénoïde* de la figure 144, dont les pôles sont marqués dans la figure 143. Toutes les autres formes sont les mêmes que dans la classe holosymétrique.

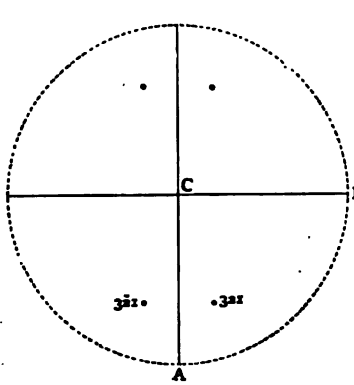


Fig. 146. — Polaire.

Le soufre de Sicile (fig. 145) se rencontre à l'occasion en cristaux présentant cette symétrie ; la figure représente une combinaison de }111{, }1$\bar{1}$1{, }001{.

37. **Classe de l'hémimorphite.** — Les cristaux de cette classe possèdent un axe di-digonal polaire Z, suivant lequel se coupent deux plans de symétrie. La face (321) répétée par rapport à cet axe et par rapport aux deux plans de symétrie qui s'y coupent, donne naissance à la *pyramide rhombique* de la figure 147 dont les pôles sont indiqués dans la figure 146.

Les autres formes dans cette classe qui diffèrent des formes holosymé-

triques sont le *brachy-dôme* }0kl{ (fig. 148), le *macro-dôme* }h0l{ (fig. 149), et le ***plan basal*** }001{, qui n'est plus un pinacoïde, mais une face seule.

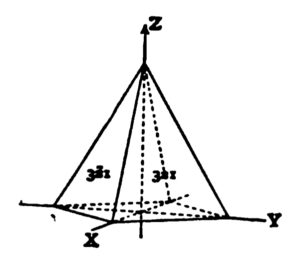


Fig. 147. — Pyramide rhombique.

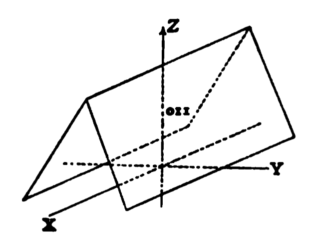


Fig. 148. — Brachy-dôme.

L'hémimorphite d'Aachen (fig. 150) est une combinaison du macro-pinacoïde }100{, du brachy-pinacoïde }010{, des macro-dômes }101{ }301{, des brachy-dômes }011{ }031{, du

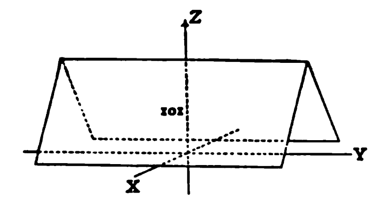


Fig. 149. — Macro-dôme.

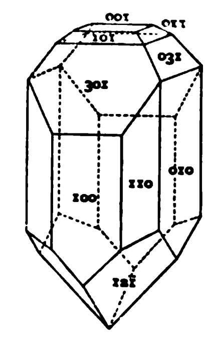


Fig. 150. — Hémimorphite.

prisme }110{, de la pyramide }121{, et du plan basal }001{. Les cris-

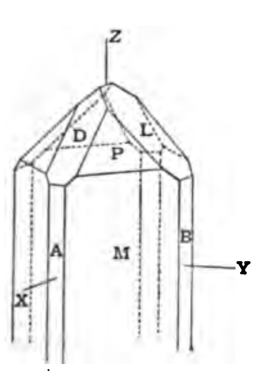


Fig. 151.

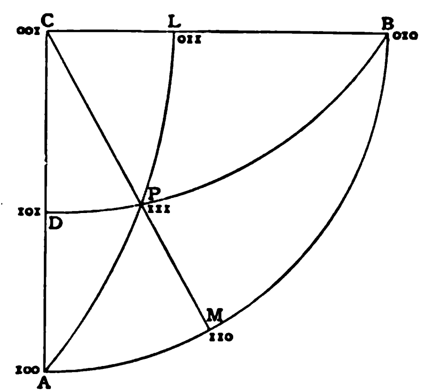


Fig. 152.

taux possédant un axe principal qui est polaire sont quelquefois appelés ***hémimorphes***, et le nom du minéral est dérivé de cette particularité.

38. **Rapport des axes.** — Dans la combinaison de la figure 151 (qu'il faut comparer avec les projections, fig. 137 et 152), prenons M comme (110), P comme (111), D comme (101), L comme (011). Alors comme AB = 90°, les équations de la page donnent :

$$\frac{a}{1}\cos AM = \frac{b}{1}\cos BM \qquad \frac{a}{b} = \frac{\cos BM}{\cos AM} = \text{tang}\, AM.$$

De même

$$\frac{b}{c} = \text{tang}\, BL \qquad \frac{c}{a} = \text{tang}\, CD$$

Par suite les rapports des axes peuvent être déterminés en mesurant deux angles de prisme. Si les faces qui donnent des mesures exactes sur le cristal se trouvent n'être pas celles du prisme, mais celles de la pyramide P, les formules deviennent $a \cos AP = b \cos BP = c \cos CP$; puisque les axes X, Y, Z coïncident avec les normales de A, B, C, et que les points X, Y, Z sur la projection coïncident avec les pôles A, B, C.

SYSTÈME HEXAGONAL

Cristaux qu'on peut rapporter à trois axes obliques égaux et possédant un axe de symétrie triple ou sextuple.

39. **Système hexagonal ; les deux sortes d'axes de cristaux.** — Dans

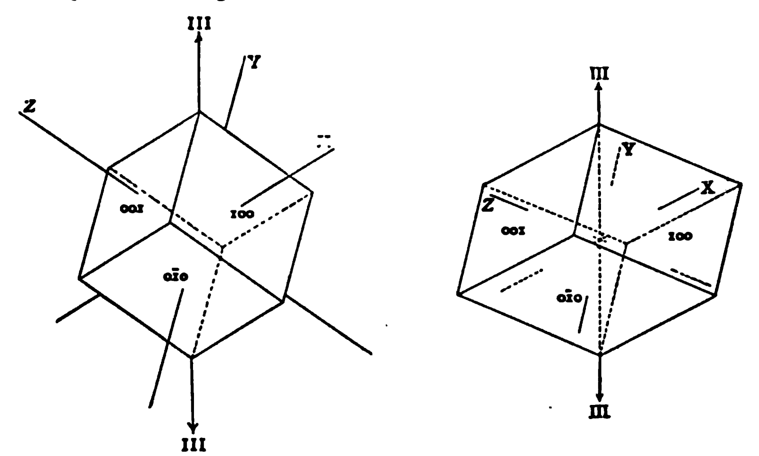


Fig. 153. — Axes cristallins d'un cube.

Fig. 154. — Axes cristallins d'un rhomboèdre.

les systèmes précédents les axes du cristal ont été trois lignes perpendiculaires entre elles. Nous arrivons maintenant à un système dans lequel les trois axes principaux, qui ne sont plus à angle droit, sont

disposés symétriquement par rapport à un axe de symétrie trigonale ou hexagonale.

On comprend mieux l'arrangement des axes dans des cristaux de ce genre en les comparant à ceux d'un cube placé de telle manière que

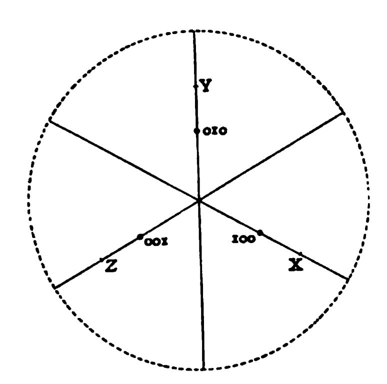


Fig. 155. — Plans de symétrie du rhomboèdre.

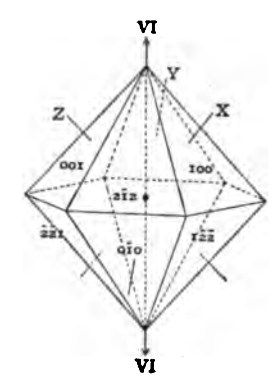


Fig. 156. — Combinaison du rhomboèdre direct et inverse.

l'une de ses diagonales (axe de symétrie ditrigonale) soit vertical, comme dans la figure 153.

La figure qui ressemble de plus près à cette dernière parmi les

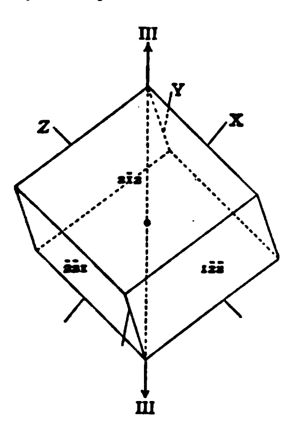


Fig. 157. — Rhomboèdre inverse.

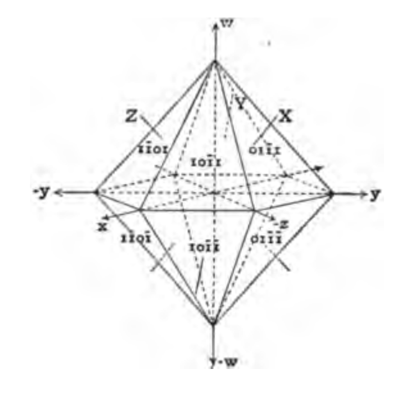


Fig. 158. — Bipyramide hexagonale.

formes du système hexagonal est le rhomboèdre (fig. 154). Les axes du cristal étant choisis parallèles à ses arêtes, les symboles de ses faces, comme ceux du cube, sont (100), (010), (001); mais tout naturellement les angles du rhomboèdre ne sont pas des angles droits.

Les plans de symétrie passant par les trois arêtes qui se rencon-

trent au sommet du cristal sont figurés dans la projection (fig. 155) ; on notera qu'ici les axes X,Y, Z ne coïncident pas avec les normales à (100) (010) (001) comme dans le système cubique.

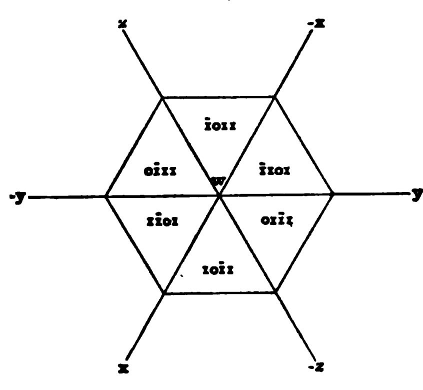


Fig. 159. — Bipyramide hexagonale.

Le rhomboèdre avec ses trois plans de symétrie est une forme caractéristique de quelques classes appartenant au système hexagonal ; mais la classe holosymétrique possède six plans de symétrie qui se coupent suivant un axe dihexagonal (fig. 158). Or nous avons indiqué précédemment que deux formes différentes appartenant à une classe et ayant des indices rationnels simples peuvent, par leur combinaison l'une avec l'autre, constituer une forme appartenant à une autre classe du même système. Ainsi les deux tétraèdres, }111{ et }1̄1̄1{, des fig. 75, 77, forment l'octaèdre de la figure 76 (article 21). D'une manière semblable le rhomboèdre de la figure 157 possède des indices rationnels simples ; la face en tête coupe les axes X,Y,Z à des distances $\frac{1}{2}$, $\bar{1}$, $\frac{1}{2}$ du centre et a par suite le symbole (21̄2) ; et la combinaison de ce rhomboèdre avec celui de la figure 153 ressemble à la bipyramide hexagonale de la figure 156.

Deux formes *rhomboédrales*, telles que }100{ et }21̄2{, qui constituent ensemble une forme *hexagonale*, sont appelées l'une *directe* et l'autre *inverse*. Leurs indices *h k l* et *e f g* sont reliés par les relations suivantes :

$$e = 2(h + k + l) - 3h ;$$
$$f = 2(h + k + l) - 3k ;$$
$$g = 2(h + k + l) - 3l.$$

Si par exemple *hkl* est 010,

$$e = 2(0 + 1 + 0) - 0 = 2$$
$$f = 2(0 + 1 + 0) - 3 = \bar{1}$$
$$g = 2(0 + 1 + 0) - 0 = 2$$

de sorte que (21̄2) est l'inverse de (010).

Il arrive rarement que les indices de la forme inverse soient composés des mêmes nombres que ceux de la forme directe ; par exemple la face inverse de (321) est (369) ou (123). Lorsque les faces directes et

inverses appartiennent à la même forme, le cristal est en conséquence rapporté à quatre axes de manière que toutes les faces d'une forme puissent être exprimées par un seul symbole.

Si elle est rapportée aux trois axes du cristal X, Y, Z, la bipyramide

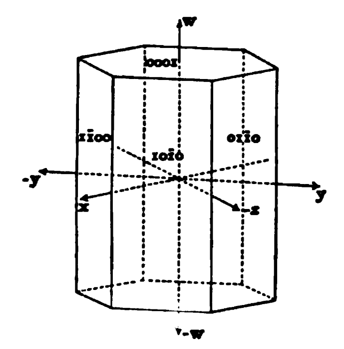


Fig. 160. — Prisme du premier ordre.

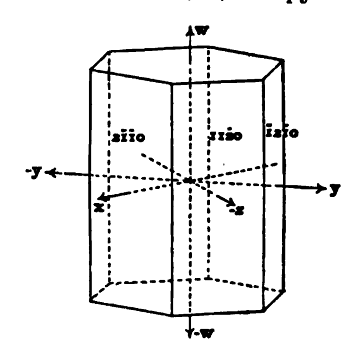


Fig. 161. — Prisme du second ordre.

hexagonale peut recevoir un double symbole : six de ses faces sont dénotées par $\{100\}$ et les six autres par $\{2\bar{1}2\}$.

Mais la bipyramide hexagonale peut être rapportée aux *quatre axes*

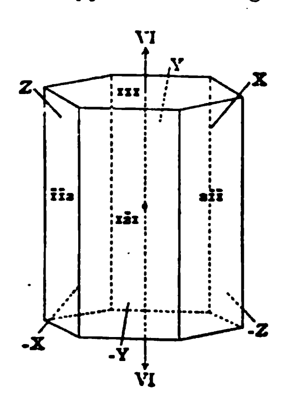


Fig. 162. — Prisme du premier ordre. (Axes rhomboédraux.)

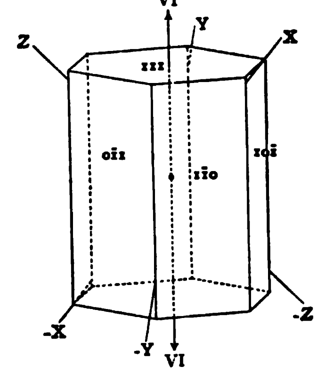


Fig. 163. — Prisme du second ordre. (Axes rhomboédraux.)

hexagonaux x, y, z, w, de la figure 158, au lieu des *axes rhomboédraux,* X, Y, Z. La figure 159 représente la même forme vue par-dessus. Chacun des axes horizontaux tels que *x*, est perpendiculaire au plan contenant l'axe rhomboédral correspondant X et l'axe vertical *w*. Les quatre axes *x*, *y*, *z*, *w* sont des axes de symétrie.

Rapportée aux axes hexagonaux, une face n'a pas trois, mais quatre indices (*hklm*). Les segments interceptés sur les trois axes *x*, *y*, *z*, *w*,

ne sont pas indépendants les uns des autres ; si deux sont positifs, le troisième est négatif et sa valeur dépend de celle des deux premiers. La relation est telle que, si deux des indices *h* et *k* sont positifs, *l* est alors négatif et égal à *h* + *k*. Ainsi avec les axes hexagonaux, la somme des trois premiers indices = O.

Les indices des deux prismes hexagonaux et le pinacoïde basal sont montrés dans les figures 160-163. Les figures 160 et 162 représentent le *prisme hexagonal du premier ordre*; les figures 161 et 163 représentent le *prisme hexagonal du second ordre*.

40. Système hexagonal ; classe holosymétrique. — Les cristaux de cette classe possèdent un axe de symétrie dihexagonale et un centre

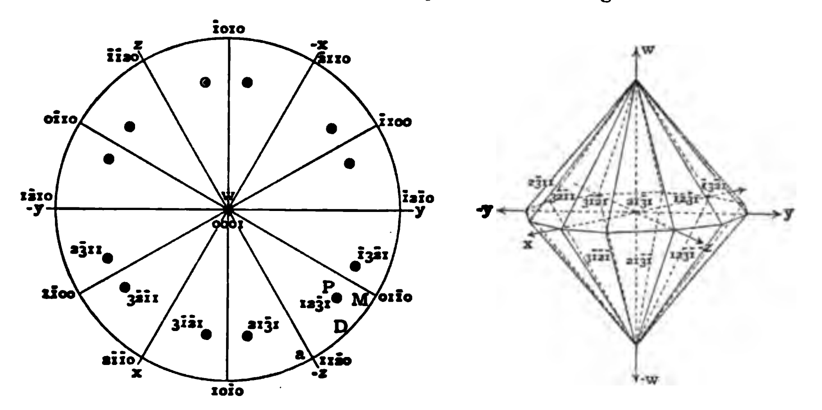


Fig. 164. — Équatorial dihexagonal. Fig. 165. — Bipyramide dihexagonale.

de symétrie; ceux-ci impliquent un plan équatorial de symétrie perpendiculaire à l'axe dihexagonal. Les sept plans de symétrie sont figurés dans la projection de la figure 164. On verra d'après cette figure et la forme $\{12\bar{3}1\}$ dont elle est une projection (fig. 165) que la classe possède aussi six axes di-digonaux qui émergent en des points tels que *a* et M.

Les formes possibles dans cette classe peuvent se déduire en considérant comme précédemment les positions possibles d'un pôle sur la projection de la figure 164. Il doit se trouver sur un côté ou un angle ou dans l'intérieur du triangle *aw*M, de sorte que, comme dans le système tétragonal, il y a sept variétés de formes :

1° *Pinacoïde basal* $\{0001\}$. — Lorsque le pôle est en *w*, la forme se compose d'une paire de faces parallèles; elles sont représentées fermant les extrémités des prismes dans les figures 160, 161.

2° *Prisme hexagonal du premier ordre* $\}10\bar{1}0\{$. — Lorsque le pôle est en M la forme est un prisme hexagonal (fig. 160, 162).

3° *Prisme hexagonale du second ordre* $\}11\bar{2}0\{$. — Lorsque le pôle est en *a*, la forme est un prisme hexagonal semblable (fig. 161, 163).

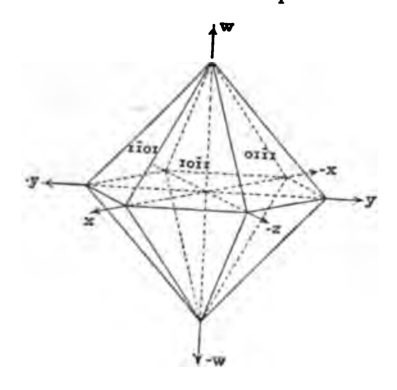
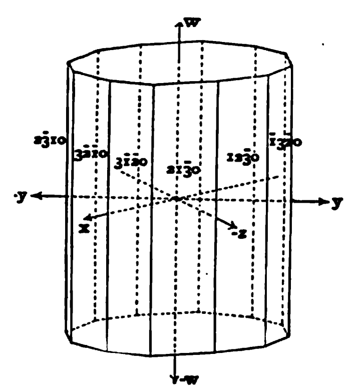


Fig. 166. — Bipyramide du premier ordre.

Fig. 167. — Bipyramide du second ordre.

4° *Bipyramide hexagonal du premier ordre* $\}10\bar{1}1\{$. — Lorsque le pôle tombe sur *w*M, l'un des côtés du triangle *wa*M, la forme est une bipy-





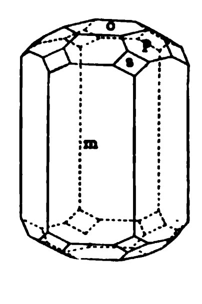


Fig. 168. — Prisme dihexagonal.

Fig. 169. — Béryl.

ramide hexagonale (fig. 166), dont les arêtes horizontales sont les mêmes que celles de la figure 160.

5° *Bipyramide hexagonale du second ordre* $(11\bar{2}1)$. — Quand le pôle tombe sur *wa*, la forme est une bipyramide hexagonale (fig. 167) dont les arêtes horizontales coïncident avec celles de la figure 161.

6° *Bipyramide dihexagonale* $\}hklm\{$. — Lorsque le pôle tombe en

dedans du triangle, par exemple en P, la forme se compose de vingt-quatre faces, et constitue la pyramide dihexagonale de la figure 165, dont les arêtes horizontales coïncident avec celles de la figure 168.

Parmi les formes ci-dessus, les prismes hexagonaux simples, combinés avec le pinacoïde basal, sont communs dans le béryl; mais les autres formes ne se trouvent qu'en combinaison entre elles ou avec les prismes et le pinacoïde basal. La figure 169 représente un cristal de béryl de Russie; $o = \{0001\}$, $p = \{01\bar{1}1\}$; $s = \{11\bar{2}1\}$, $m = \{10\bar{1}0\}$.

41. **Classe de la calcite**. — Les cristaux de cette classe possèdent un axe dihexagonal à symétrie alternante (voy. section 21, p. 43). La

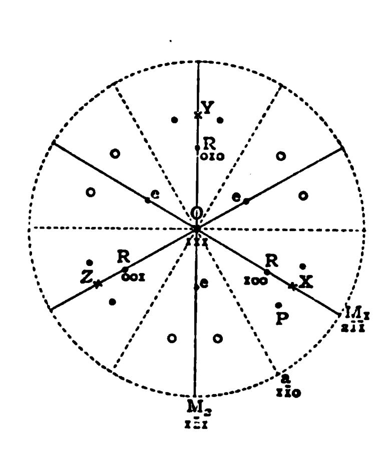



Fig. 170. — Symétrie dihexagonale alternante.

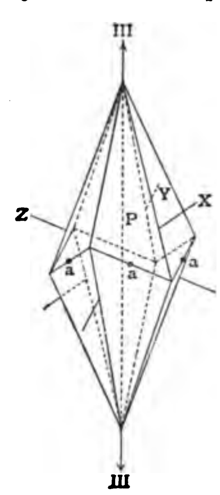


Fig. 171. — Scalénoèdre.

figure qui résulte de la répétition d'un plan autour d'un pareil axe de symétrie est le scalénoèdre de la figure 171. Les trois plans de symétrie indiqués dans la projection (fig. 170) passent par les arêtes qui se rencontrent à ses sommets, et il y a aussi trois axes diagonaux de symétrie émergeant aux points *a*. On peut également bien définir la symétrie de de cette classe en disant que c'est celle d'un axe de symétrie ditrigonal, combinée avec un centre de symétrie.

Les variétés de formes possibles dans cette classe s'obtiennent, comme précédemment, en considérant les positions possibles d'un pôle sur la sphère de projection.

1° *Rhomboèdre* $\{hkk\}$. — Quand le pôle tombe sur l'un des plans de symétrie, comme les pôles de *e* (fig. 170), la forme se compose de six

faces et est un rhomboèdre (fig. 172). Lorsque le pôle tombe entre O et M_1, on dit qu'il appartient à un rhomboèdre positif ou direct, tel que celui de la figure 155 ; quand il est entre O et M_2, à un rhomboèdre inverse ou négatif tel que celui de la figure 172 ou de la figure 157.

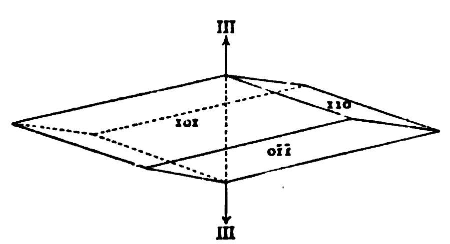


Fig. 172. — Rhomboèdre.

Quand le pôle est plus près du centre O que le pôle de (100) le rhomboèdre est *obtus*, comme dans la figure 172 ; quand il est plus loin du centre que le pôle de (100), le rhomboèdre est *aigu*, comme dans la figure 173.

Dans cette classe, un rhomboèdre a deux indices égaux, qui peuvent être ou plus grands ou plus petits que le troisième ; par exemple, pour un pôle entre R et M_1, $m\ (100) + n\ (2\bar{1}\bar{1}) = (m + 2n, -n, -n)$; le rhomboèdre particulier, R, dont les arêtes sont parallèles aux axes, est $\{100\}$, et le symbole général pour un rhomboèdre est $\{hkk\}$. Il faut remarquer que les seules faces dont les indices sont tous positifs sont celles dont les pôles se trouvent en projection dans l'intérieur du triangle RRR correspondant à l'octant positif ABC de la projection cubique. Tous les rhomboèdres directs, qui sont plus aigus que R, et tous les rhomboèdres inverses qui sont plus aigus que *e*, doivent donc avoir un ou deux indices négatifs. Dans les figures 177, 178, le rhomboèdre obtus *e* tronque les arêtes de R, et le rhomboèdre aigu *s* a ses arêtes tronquées par R. Tout rhomboèdre direct tronque les arêtes d'un rhomboèdre inverse plus aigu, et a ses arêtes tronquées par les faces d'un rhomboèdre inverse plus obtus.

Fig. 173. Rhomboèdre.

2° *Pinacoïde basal* $\{111\}$. — Lorsque le pôle coïncide avec O, la forme est un pinacoïde, comme dans la classe holosymétrique (fig. 162, 163).

3° *Prisme hexagonal du premier ordre* $\{2\bar{1}\bar{1}\}$. — Lorsque le pôle est en M, la forme est un prisme hexagonal, comme dans la classe holosymétrique (fig. 162).

4° *Prisme hexagonal du second ordre* $\{10\bar{1}\}$. — Quand le pôle coïncide avec *a*, il appartient à un prisme hexagonal, comme dans la classe holosymétrique (fig. 163).

5° *Prisme dihexagonal* }*hkl*{ ($h+k+l=0$). — Lorsque le pôle se trouve sur le cercle de projection entre M et *a*, il appartient à un prisme dihexagonal, comme dans la classe holosymétrique (fig. 168). Le symbole de la zone [*a*M], trouvé en multipliant en croix les symboles de *a* et M, est [111]. Si donc (*hkl*) est une face quelconque de cette zone $(h \times 1) + (k \times 1) + (l \times 1) = 0$ d'après l'article 8; donc les trois indices d'une face quelconque du prisme, additionnés ensemble, doivent être égaux à O.

6° *Scalénoèdre* }*hkl*{. — Lorsque le pôle se trouve à l'intérieur du triangle M_1OM_2, il y a un pôle dans chaque triangle de cette espèce, et

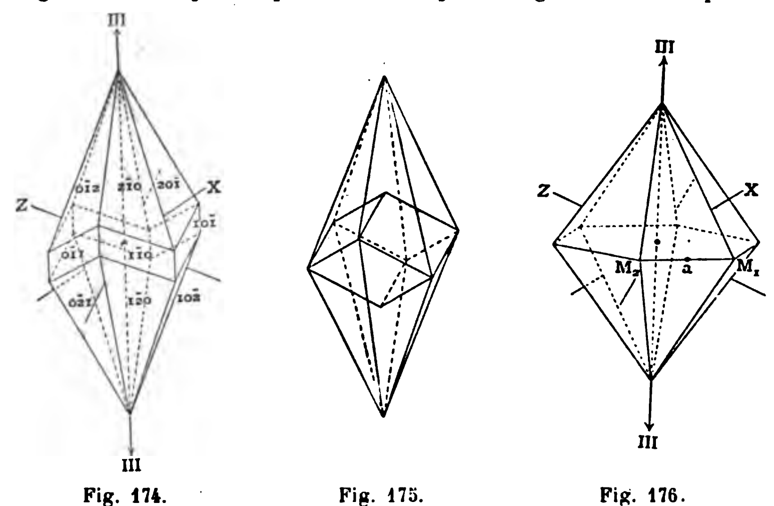


Fig. 174. Fig. 175. Fig. 176.

cette forme, la plus générale de la classe de la calcite, se compose de douze faces, dont chacune en général est un triangle scalène; la forme (fig. 171) est d'après cela appelée le scalénoèdre, et sa projection P est indiquée dans la figure 170. Le scalénoèdre ressemble à une bipyramide en ce qu'il a deux pointements sur l'axe principal, mais il en diffère en ayant six arêtes latérales qui ne sont pas horizontales, mais forment un zigzag. Les arêtes coïncident avec les six arêtes latérales de quelque rhomboèdre ; le scalénoèdre commun de la calcite a les mêmes arêtes que le rhomboèdre }100{. Puisque chaque arête latérale du rhomboèdre est formée par l'intersection de deux faces semblables, il est clair que les nouvelles formes peuvent en dériver soit en tronquant, soit en biseautant des arêtes; la première opération donne naissance, comme on le voit sur la figure 174, au prisme hexagonal }$10\bar{1}${; la seconde est représentée dans la figure 175, qui montre que le

rhomboèdre $\}100\{$ a les mêmes arêtes en zigzag que le scalénoèdre $\}20\bar{1}\{$, qui biseaute ses arêtes latérales. Les pôles de $\}20\bar{1}\{$ en projection se trouvent entre les pôles R, *a*, et la projection de la forme est représentée dans la figure 170.

7° *Bipyramide hexagonale* $\}hkl\{$ $\left(k = \frac{h+l}{2}\right)$. — Dans le cas particulier où le pôle tombe à moitié distance entre les deux plans de symétrie, c'est-à-dire dans la zone $[Oa]$, les faces de la partie inférieure du cristal viennent immédiatement en dessous de celles de la partie supérieure; les arêtes du scalénoèdre deviennent horizontales et la forme est convertie en la pyramide hexagonale de la figure 176. Puisqu'un pôle de cette forme se trouve entre (111) et $(10\bar{1})$, et que $m\,(111) + n$

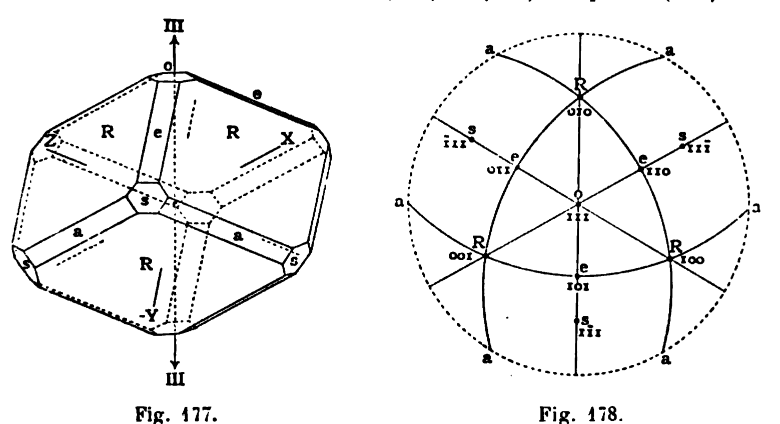


Fig. 177.

Fig. 178.

$(10\bar{1}) = (m + n, m, m\text{-}n)$ — trois nombres dont le second est la demi-somme du premier et du troisième, — il s'ensuit que dans la bipyramide hexagonale de la calcite un des indices doit toujours être la moyenne arithmétique des deux autres.

Parmi les formes ci-dessus, des rhomboèdres, aigus et obtus, existent comme formes isolées de la calcite; ce minéral a aussi un clivage parfait parallèle aux faces d'un rhomboèdre, qui est pris comme la forme primitive $\}100\{$.

Les prismes hexagonaux se trouvent tous les deux comme formes simples terminées par le pinacoïde basal dans la calcite.

Le scalénoèdre $\}20\bar{1}\{$ est une forme simple très commune pour le même minéral (*spath en dent de chien*), on a aussi trouvé la bipyramide hexagonale aiguë dans la calcite de Rhisnes en Belgique et de Visby en Suède. Le prisme bihexagonal n'est pas connu comme forme simple, mais on le trouve en combinaison.

La ressemblance étroite entre les cristaux de cette classe et les cristaux cubiques est bien mise en évidence par une combinaison telle que celle des figures 177, 178, qui est précisément analogue à celle du cube avec l'octaèdre et le dodécaèdre. Si la figure tout entière était légèrement allongée dans la direction verticale, de manière que la forme R devint un cube, la combinaison serait celle du système cubique. Les zones sont les mêmes que dans la combinaison cubique et par suite les indices sont les mêmes. Le cristal est donc une combinaison du rhomboèdre R = }100{; avec le rhomboèdre aigu inverse s = }$1\bar{1}\bar{1}${; le rhomboèdre obtus inverse e = }110{, le prisme hexagonal a = }$1\bar{0}\bar{1}${, et le pinacoïde basal o = }111{.

42. **Classe de la Tourmaline.** — Les cristaux de cette classe possèdent un axe ditrigonal polaire. La répétition autour de cet axe et de ses plans de symétrie donne naissance à la pyramide ditrigonale de la figure 180, représentée en projection dans la figure 179 ; les plans de symétrie passent par les sommets.

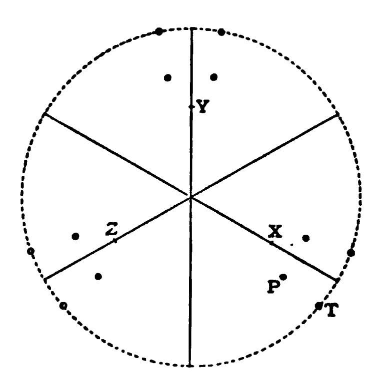


Fig. 179. — Ditrigonal polaire.

Les seules autres formes de cette classe qui diffèrent de celles des classes précédentes sont :

1° Le plan basal (111), qui n'est plus un pinacoïde, mais un plan simple puisque l'axe ditrigonal est polaire.

2° La forme }hkk{, qui n'est pas un rhomboèdre mais une pyramide trigonale (fig. 181) ayant ses faces perpendiculaires aux plans de symétrie.

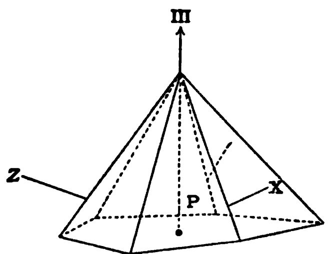


Fig. 180. — Pyramide ditrigonale.

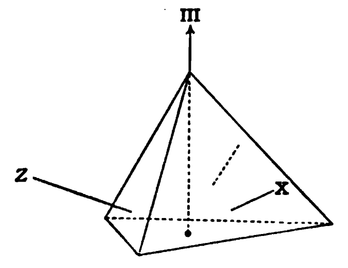


Fig. 181. — Pyramide ditrigonale.

3° La forme }$2\bar{1}\bar{1}${, qui n'est plus un prisme hexagonal, mais un prisme trigonal (fig. 183) comme on peut le voir en imaginant qu'un des pôles de la figure 179 émigre en un point M de la figure 164; les

pôles restants émigreront symétriquement en trois seulement de ces points.

4° La forme $\}hkl\{$, où $h + k + l = 0$; prisme ditrigonal (fig. 182).

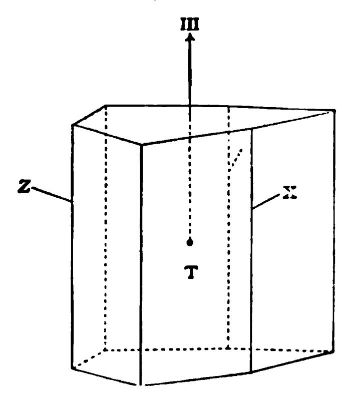


Fig. 182. — Prisme ditrigonal.

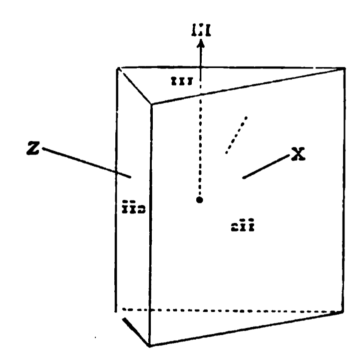


Fig. 183. — Prisme trigonal.

5° La forme $\}hkl\{$, où $k = \frac{h + l}{2}$, pyramide hexagonale (fig. 85).

La figure 184 représente un cristal de tourmaline de l'île d'Elbe ; c'est une combinaison des pyramides $R = \}100\{$, $e = \}110\{$, $s = \}1\bar{1}\bar{1}\{$, du prisme trigonal $m = \}2\bar{1}\bar{1}\{$, et du prisme hexagonal $a = \}10\bar{1}\{$.

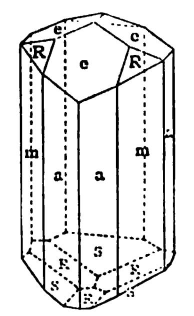


Fig. 184. — Tourmaline.

43. Classe du dioptase. — Les cristaux de cette classe possèdent un axe alternant de symétrie hexagonale. La répétition d'un plan autour de ces éléments de symétrie donne naissance au rhomboèdre de la figure 186 (indiqué en projection dans la figure 185), dont les faces ne sont pas nécessairement perpendiculaires aux plans verticaux contenant les axes du cristal, comme dans la classe de la calcite. Les seules formes appartenant à cette classe sont des prismes hexagonaux et le pinacoïde basal.

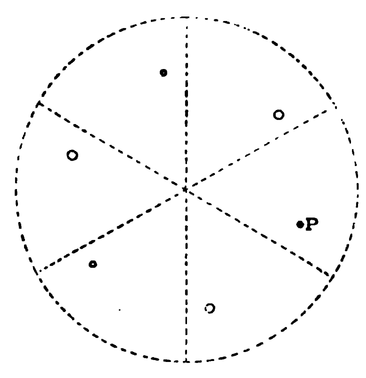


Fig. 185. — Hexagonal alternant.

On peut également décrire la symétrie de cette classe comme étant due à un axe trigonal et à un centre de symétrie.

La figure 187 représente un cristal de dioptase des steppes Khirgis

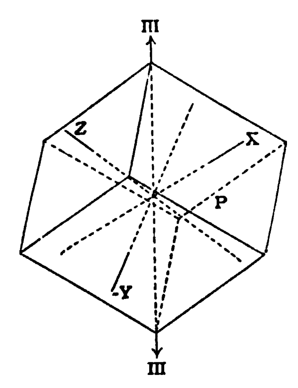



Fig. 186. — Rhomboèdre.

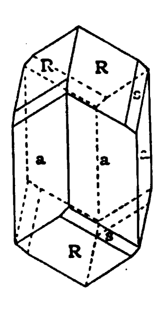


Fig. 187. — Dioptase.

en Sibérie; c'est une combinaison des formes : R = }100{, a = }10$\bar{1}${, s = }70$\bar{1}${.

44. Classe du quartz. — Les cristaux de cette classe possèdent un axe trigonal de symétrie et sont holoaxes, ou possèdent troix axes

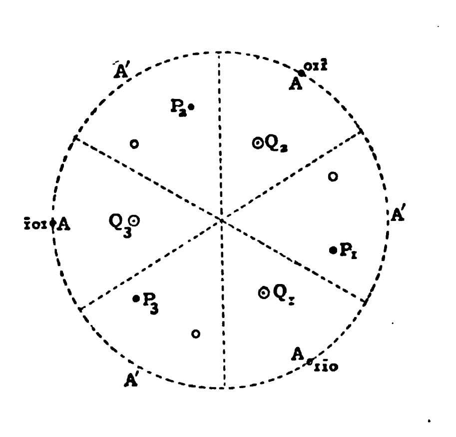


Fig. 188. — Trigonal holoaxe.

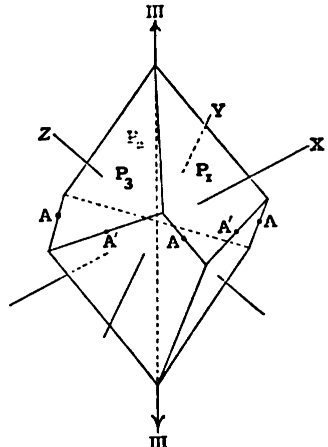


Fig. 189. — Trapézoèdre trigonal.

digonaux polaires qui lui sont perpendiculaires. La répétition d'un plan autour de ces éléments de symétrie donne naissance au « trapézoèdre trigonal » de la figure 189, représenté en projection dans la figure 188. Les axes digonaux émergent aux points A.

L'autre forme de cette classe, qui diffère des formes considérées précédemment dans le système hexagonal, est la bipyramide trigonale de

la figure 190, dont les pôles Q sont des zones verticales passant par A,

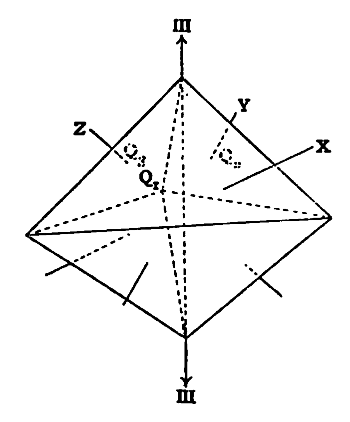


Fig. 190. — Bipyramide trigonale.

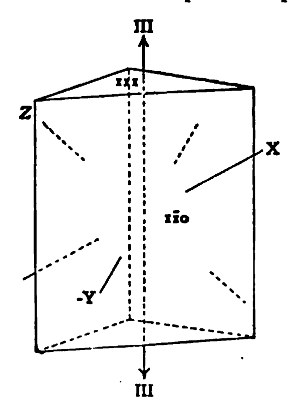


Fig. 191. — Prisme trigonal.

de telle sorte que les faces se coupent suivant des arêtes horizontales, et non obliquement comme dans la figure 189. Ses arêtes sont identiques avec celles de la base du prisme trigonal $\}1\bar{1}0\{$ (fig. 191).

Il faut observer que $\}2\bar{1}\bar{1}\{$ est le prisme trigonal dans la classe de la tourmaline et $\}1\bar{1}0\{$ est le prisme trigonal dans celle du quartz.

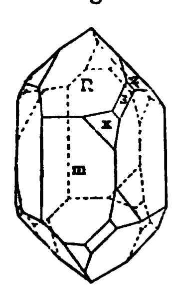


Fig. 192. Quartz.

La figure 192 repésente un cristal de quartz, qui est une combinaison du rhomboèdre R = $\}100\{$, avec le rhomboèdre inverse z = $\}\bar{2}\bar{1}2\{$, le prisme hexagonal m = $\}2\bar{1}\bar{1}\{$, la bipyramide trigonale s, et le trapézoèdre x.

Les cristaux de la classe du quartz, comme tous les cristaux holoaxes, n'ont ni un plan, ni un centre de symétrie. Par suite, comme dans la classe de la cuprite, le cristal est « énantiomorphe », sa réflexion dans un miroir aurait l'apparence de la figure 193 qui est à la figure 192 dans le même rapport que la main gauche à la main droite. Les deux sortes de cristaux sont connues.

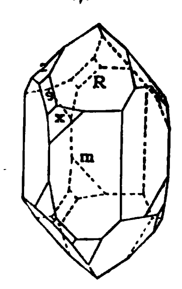


Fig. 193. Quartz.

La figure 192 est appelée quartz droit.

La figure 193 est appelée quartz gauche.

45. **Classe de la greenockite**. — Les cristaux de cette classe possèdent un axe dihexagonal polaire. La répétition d'un plan autour de l'axe et de ses plans de symétrie donne naissance à la pyramide dihexagonale

de la figure 195 ; les plans de symétrie passent par ses arêtes, comme

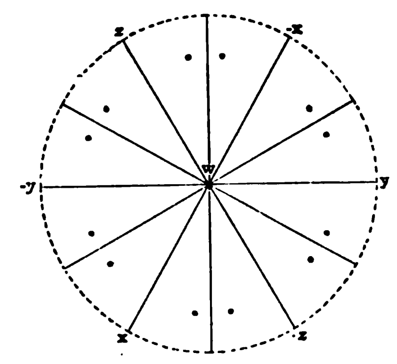


Fig. 194. — Dihexagonal polaire.

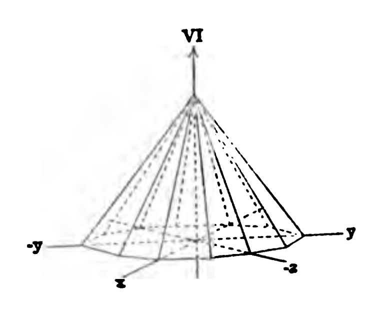


Fig. 195. — Pyramide dihexagonale.

le montre la projection (fig. 194). Les formes correspondant aux bipyramides de la classe holosymétrique sont ici toutes des pyramides et la forme $\{0001\}$ est un simple plan basal et non un pinacoïde. La figure 196 représente un cristal de greenockite du Renfrewshire ; c'est une combinaison des pyramides hexagonales $z = \{20\bar{2}1\}$, $x = \{10\bar{1}1\}$, $i = \{10\bar{1}2\}$, $x' = (10\bar{1}\bar{1})$, avec le plan basal $(000\bar{1})$ et le prisme hexagonal $m = (10\bar{1}0)$.

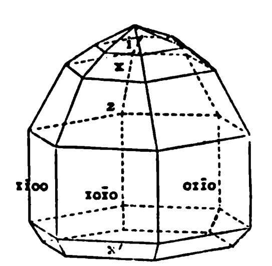


Fig. 196. — Greenockite.

46. **Classe de l'apatite.** — Les cristaux de cette classe possèdent un axe hexagonal perpendiculaire à un plan équatorial de symétrie et par suite aussi sont

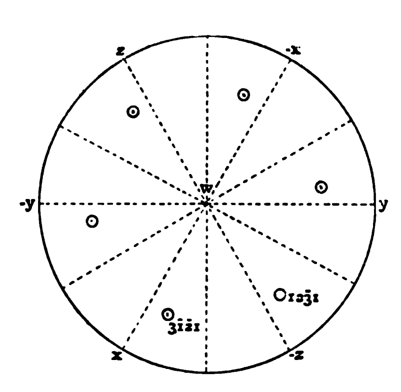




Fig. 197. — Équatorial hexagonal.

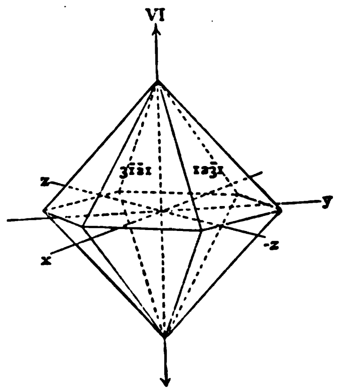


Fig. 198. — Bipyramide hexagonale.

centro-symétriques. La répétition d'un plan autour de ces éléments

de symétrie conduit à une bipyramide hexagonale (fig. 198) dont les coins ne sont pas nécessairement sur les axes horizontaux xyz, ni les arêtes perpendiculaires sur eux, comme c'était le cas dans les figures 166 et 167.

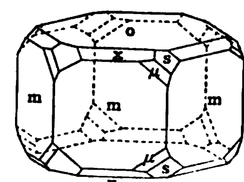


Fig. 199. — Apatite.

Les autres formes de cette classe sont des prismes hexagonaux et le pinacoïde basal. La figure 199 représente un cristal d'apatite du Saint-Gothard, combinaison du pinacoïde basal $o = \{0001\}$, et du prisme hexagonal $m = \{10\bar{1}0\}$, avec les bipyramides $x = \{10\bar{1}1\}$, $u = \{21\bar{3}1\}$, $s = (11\bar{2}1)$.

(Pour les cinq classes hexagonales restantes : hexagonale holoaxe et polaire, ditrigonale équatoriale, trigonale équatoriale et polaire, voy. à la page 336.)

47. **Rapport des axes**. — Avec les axes rhomboédraux les paramètres sont égaux (ils sont déterminés par les segments interceptés par le plan basal (111)); mais les angles que les axes font entre eux ne sont plus des angles droits; comme c'était le cas dans le système cubique. C'est l'angle plan du rhomboèdre $\{100\}$ de la figure 154, exactement comme dans le système cubique c'est l'angle plan du cube.

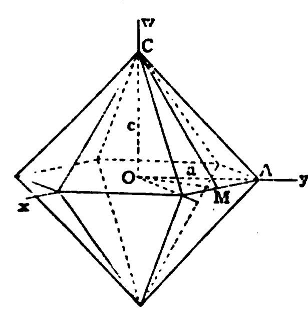
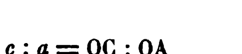


Fig. 200.

Dans le système hexagonal, la longueur de l'axe principal est dénotée par c et celle des trois axes latéraux par a.

Alors, dans la figure 200, si C est l'extrémité de l'axe vertical,



$$c : a = OC : OA$$

Fig. 201.

Mais $OA = \frac{2}{\sqrt{3}} OM$ dans le triangle plan OAM (fig. 201), puisque $MOA = 30°$.

On a aussi OC : OM = tang CMO.

Mais CMO est l'angle entre la droite CM dans le plan $(01\bar{1}1)$ et la droite OM dans le plan basal (0001), de sorte que

$$CMO = \text{l'angle } (01\bar{1}1 : 0001)$$

Par suite

$$\frac{c}{a} = \frac{OC}{OA} = \frac{\sqrt{3}}{2}\frac{OC}{OM} = \frac{\sqrt{3}}{2} \text{ tang } (01\bar{1}\bar{1} : 0001)$$

On prend généralement l'axe *a* pour unité.

SYSTÈME MONOCLINIQUE

Cristaux qu'on peut rapporter à trois axes inégaux, dont l'un est perpendiculaire aux deux autres, et ayant ou un axe de symétrie double ou un plan de symétrie.

48. **Système monoclinique. Classe holosymétrique.** — Les cristaux de cette classe possèdent un axe digonal qui est perpendiculaire au plan de symétrie. Les figures 202 et 203 montrent la manière dont on dessine et projette les cristaux appartenant à ce système.

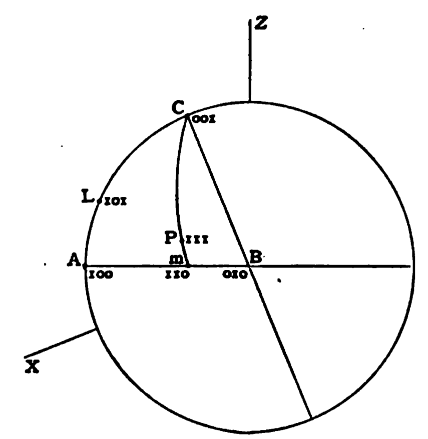


Fig. 202. — Méthode de projection du système monoclinique.

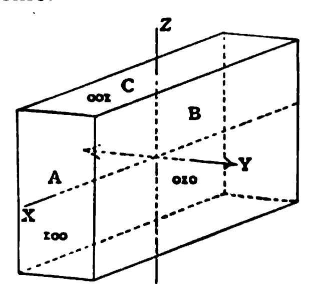


Fig. 203. — Les pinacoïdes axiaux.

L'axe de symétrie est perpendiculaire sur les deux autres, qui sont inclinés l'un sur l'autre d'un angle quelconque différent de 90° et se trouvent dans le plan de symétrie ; l'axe de symétrie est choisi comme Y (axe *b*) ; des deux autres axes restant l'un Z (axe *c*) est placé verticalement et l'autre X (axe *a*) est placé de manière que l'angle obtus des axes soit en tête (fig. 203). Dans la projection, le plan de symétrie XZ, qui contient les axes *a* et *c*, est pris pour plan du papier, de manière que Y coïncide avec le centre de projection et avec le pôle de B (010) et l'angle axial obtus est sur la gauche ; le

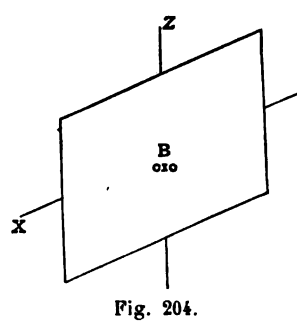


Fig. 204.

cristal est supposé tourné comme dans la figure 204. X et Z sont les directions où les axes *a* et *c* émergent de la sphère de projection ; ils ne coïncident avec les pôles d'aucunes faces du cristal, tandis que dans les trois systèmes rectangulaires ils coïncident, comme on l'a vu plus haut, avec les pôles 100 et 001.

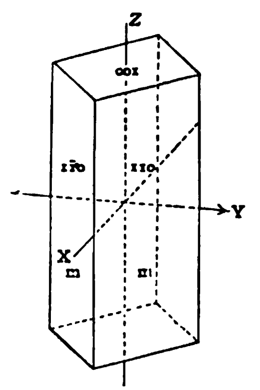


Fig. 205. — Prisme.

L'axe Y, qui est perpendiculaire à l'axe vertical, est appelé l'*ortho-diagonale*. L'axe X, qui est incliné sur l'axe vertical, s'appelle la *clino-diagonale*.

Dans le système monoclinique il n'y a pas de formes fermées. Les formes possibles dans la classe holosymétrique sont les suivantes :

1° *Ortho-pinacoïde* }100{. Quand le pôle est en A, la forme se compose d'une paire de faces parallèles à l'ortho-diagonale et à l'axe vertical.

2° *Clino-pinacoïde* }010{. Lorsque le pôle est en B, la forme se com-

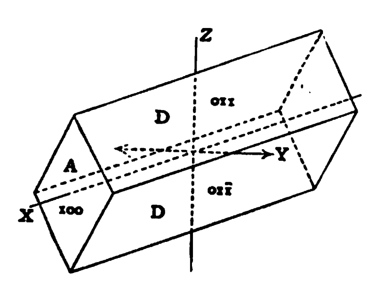


Fig. 206. — Clino-prisme.

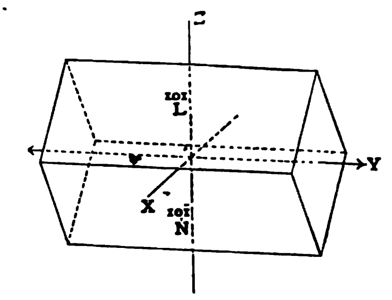


Fig. 207. — Ortho-prisme composé de deux hémi-prismes.

pose d'une paire de faces parallèles à la clino-diagonale et à l'axe vertical.

3° *Pinacoïde basal* }001{. Quand le pôle est en C, la forme se compose d'une paire de faces parallèles à l'ortho et à la clino-diagonale.

La figure 203 montre une combinaison de ces trois formes dont les intersections déterminent les directions des axes.

Les formes dont les faces remplacent les arêtes de la figure 203, et par suite dont les pôles se trouvent sur le côté du triangle ABC, sont parallèles à l'un des trois axes. Celles parallèles à l'axe vertical sont appelées des prismes ; celles parallèles à l'ortho-diagonale sont appe-

lées *ortho-prismes* et celles parallèles à la clino-diagonale sont appelées *clino-prismes*.

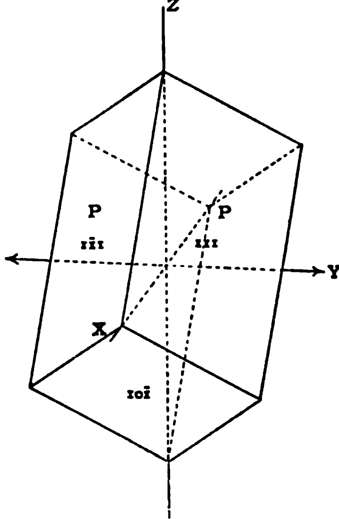


Fig. 208. — Hémi-pyramide.

4° *Prisme* }*hk*0{. Lorsque le pôle se trouve entre AB, comme en *m*, la forme se compose de quatre faces parallèles à l'axe vertical (fig. 205) et est un prisme à base rhombique. Le prisme particulier, dont les faces passent par les extrémités des axes latéraux est }110{. Il est figuré en combinaison avec le pinacoïde basal dans la figure 205 ; le plan basal est oblique aux faces du prisme.

5° *Clino-prisme* (0*kl*). Lorsque le pôle tombe entre B et C, comme en D, la forme se compose de quatre faces parallèles à la clino-diagonale. Le clino-prisme, dont les faces passent par les extrémités des axes *b* et *c*, a pour symbole }011{. La figure 206 la montre en combinaison avec l'ortho-pinacoïde. Le clino-prisme est oblique à l'ortho-pinacoïde.

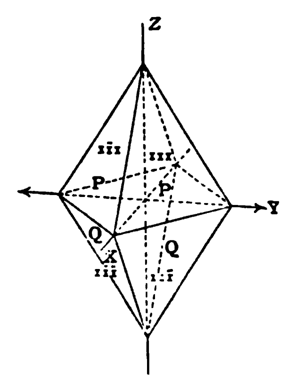


Fig. 209. — Bipyramide monoclinique composée de deux hémi-pyramides.

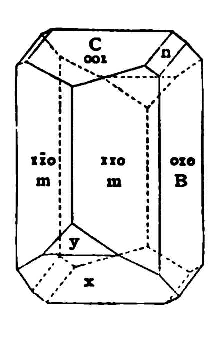


Fig. 210. — Orthose.

6° *Hémi-orthoprisme* (*h*0*l*) ou (*h*0$\bar{l}$). Quand le pôle tombe entre A et C, comme en L, les faces constituent un pinacoïde ou *hémi-prisme* parallèle à l'ortho-diagonale. La forme, dont les faces passent par les extrémités des axes *a* et *c*, a le symbole }101{ (fig. 207).

7° *Hémi-pyramide* (*hkl*) ou (*h*$\bar{k}$*l*). Lorsque le pôle tombe en dedans

du triangle ABC, comme en P, la forme est un prisme ou une ***hémi-pyramide***, dont les faces rencontrent tous les troix axes (fig. 208). La forme, dont les faces par les extrémités des trois axes a le symbole (111).

Pyramides monocliniques et ortho-prismes. — Les hémi-prismes et hémi-pyramides, qui sont situés dans l'angle obtus des axes XZ, et dont les symboles sont par suite $\{hkl\}$ et $\{h0l\}$, sont souvent distinguées sous le nom de formes négatives, et celles qui sont situées dans l'angle aigu XZ, et dont les symboles sont par suite $\{\bar{h}kl\}$ et $\{\bar{h}0l\}$ sont appelées formes positives. L et P sont négatives, N et Q sont positives.

Une hémi-pyramide négative et une positive, telles que $\{111\}$ et $\{\bar{1}11\}$, combinées, donneraient une bipyramide monoclinique (fig. 209) qui se compose réellement des deux formes P $\{111\}$ et Q $\{\bar{1}11\}$.

De la même manière un hémi-prisme négatif et un positif combinés constituent un ortho-prisme (fig. 207).

Les formes positives et négatives correspondantes s'accompagnent souvent entre elles dans cette classe. Par suite les formes (6) et (7) sont souvent appelées ortho-prismes et bipyramides respectivement.

La figure 210 représente un cristal d'orthose du Colorado, combinaison *d* du clino-pinacoïde B, du pinacoïde basal C, du prisme *m*, du clino-prisme *n*, et des hémi-prismes $x = \{10\bar{1}\}$ et $y = \{20\bar{1}\}$.

(Pour les deux autres classes monocliniques restantes, voy. p. 334).

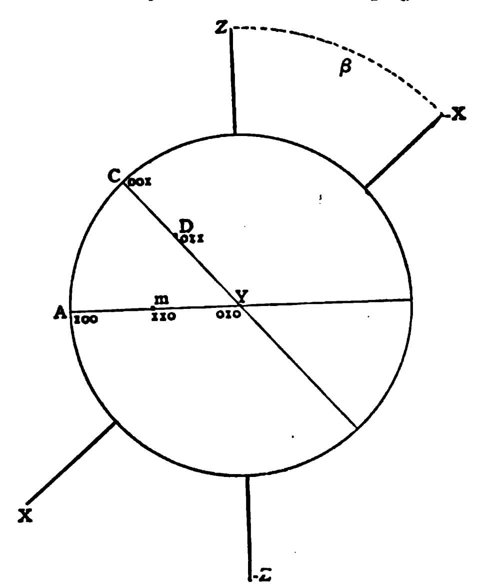


Fig. 211. — Système monoclinique.

49. Rapport des axes. — Les longueurs des axes s'obtiennent de la manière la plus commode au moyen des angles de deux des trois formes paramétrales : le clino-prisme (011) et le prisme (110) (fig. 211).

Ainsi

$$\frac{a}{1}\cos mX = \frac{b}{1}\cos mY \qquad \frac{a}{b} = \frac{\cos mY}{\cos mX}$$

Mais cos mX = cos Am. cos AX = sin. Am. sin AC, dans le triangle rectangle mAX, et cos mY = sin Am, puisque AB = 90° ;

$$\frac{a}{b} = \frac{\text{tang Am}}{\text{sin AC}} \quad \text{et de même} \quad \frac{c}{b} = \frac{\text{tang CD}}{\text{sin AC}}$$

L'angle aigu entre les axes X Z est toujours appelé β ; la forme cristalline est définie par le rapport des axes a, b, c et par l'angle axial β ; ce dernier peut souvent se trouver par mesure directe, puisqu'il est égal à l'angle entre les faces A et C.

SYSTÈME ANORTHIQUE (TRICLINIQUE)

Cristaux qu'on peut seulement rapporter à trois axes inégaux obliques et qui n'ont pas plus que la centrosymétrie.

50. **Système anorthique. Classe holosymétrique.** — Les trois axes dans ce système, étant non seulement inégaux en longueurs, mais

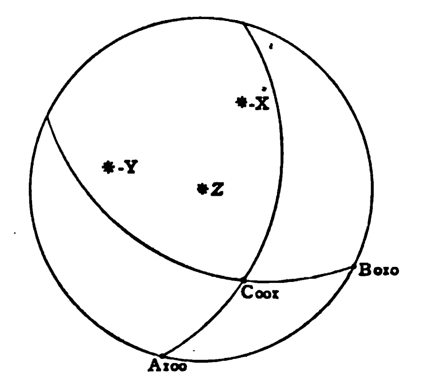




Fig. 212. — Méthode de projection pour le système anorthique.

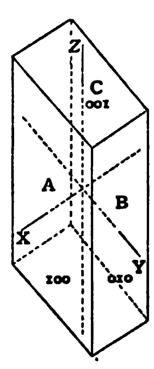


Fig. 213. — Les pinacoïdes axiaux.

aussi inclinés les uns sur les autres suivant des angles différents, dont aucun n'est un angle droit, les points X,Y,Z où les axes émergent de la sphère de projection ne peuvent coïncider avec les pôles d'aucunes faces du cristal (fig. 212). Puisqu'il n'y a pas de plans de symétrie, toutes les formes sont de pinacoïdes, composés d'une seule paire de faces parallèles. Trois de ceux-ci, étant choisis arbitrairement pour }100{, }010{ et }001{ respectivement, donnent par leurs intersections les directions des axes (fig. 213) ; les longueurs des axes sont alors déterminées par les positions, soit de deux faces qui remplacent deux de ces arêtes (chacune déterminant par suite des segments sur

deux des axes seulement), ou d'une face qui remplace un des sommets (et coupant les trois axes). Les paires de formes parallèles à l'axe vertical sont, comme précédemment, appelées des prismes; les deux axes latéraux sont distingués sous les noms

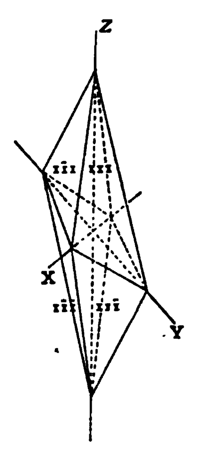


Fig. 214. — Pyramide anorthique composée de quatre pinacoïdes.

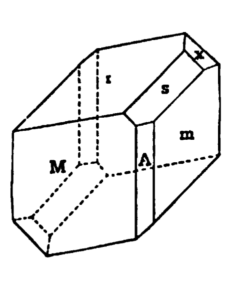


Fig. 215. — Axinite.

de macro-diagonale et brachy-diagonale et les formes qui leur sont parallèles, bien qu'en réalité des pinacoïdes, sont habituellement appelées macro-dômes et brachy-dômes respectivement; des formes qui coupent les trois axes (et dont par conséquent les pôles se trouvent à l'intérieur de l'un des triangles ABC,-ABC, etc.) sont, de même appelées habituellement des pyramides.

La pyramide complète doublement oblique qui passe par toutes les extrémités des troix axes obliques se compose en réalité de quatre formes pinacoïdes $\}111\{$ $\}11\bar{1}\{$ $\}\bar{1}11\{$ $\}\bar{1}1\bar{1}\{$ (fig. 214).

La figure 215 représente un cristal d'axinite du Dauphiné, combinaison des formes M $\}1\bar{1}0\{$, A $\}100\{$, *m* $\}110\{$, *r* $\}1\bar{1}1\{$, *s* $\}201\{$, *x* $\}111\{$.

51. **Rapports des axes et angles.** — Dans le système anorthique il est nécessaire de déterminer à la fois les longueurs et les directions des trois axes ; il y a par conséquent trois axes *a*, *b*, *c*, et aussi trois angles axiaux $\alpha = ZY$, $\beta = XZ$, $\gamma = XY$ à déterminer. Aucun d'eux ne peut se trouver par mesure directe ; ils doivent tous être calculés au moyen de cinq angles indépendants ou plus, comme on l'a montré à la page ; α, β, γ, sont les angles plans de la figure 213.

Dans les pages qui précèdent nous n'avons décrit que les vingt et une classes qui sont représentées d'une manière satisfaisante parmi

les minéraux. En plus de celles-ci, les onze classes suivantes sont possibles aussi parmi les cristaux :

Axe ditrigonal-polaire . . . . . Axe tétragonal-holoaxe et alternant.	Système tétragonal.
Axe hexagonal-holoaxe et polaire. . Axe ditrigonal-équatorial . . . . Axe trigonal-équatorial et polaire.	Système hexagonal.
Axe digonal-polaire . . . . . . Un plan de symétrie.	Système monoclinique.
Pas de symétrie	Système anorthique.

Pour un sommaire complet ; voy. pages 334-336.

CHAPITRE II

GROUPEMENT RÉGULIER DES CRISTAUX

Quelques minéraux ne se trouvent dans la nature qu'à l'état de cristaux isolés mais la majeure partie se rencontrent en groupes qui peuvent être réguliers ou irréguliers ; les modes de groupement irréguliers sont décrits plus loin sous les épithètes de radiants, entrelacés, etc. (voir p. 292 et suiv.). La réunion de deux ou plusieurs cristaux est dite régulière quand ils sont unis de telle manière que certaines parties de chacun d'eux sont parallèles à certaines parties du voisin ; deux cristaux ainsi associés peuvent appartenir à la même espèce ou à des espèces différentes. Il y a trois variétés d'association régulière.

1. **Développement parallèle**. — En premier lieu, si *toutes* les parties-arêtes et faces de l'un sont parallèles aux parties correspondantes de son voisin, les deux cristaux sont complètement parallèles. Excepté dans le système cubique, ceci n'est évidemment possible que pour des cristaux du même minéral ; dans les autres systèmes les minéraux différents ont des angles interfaciaux différents et par suite ne peuvent pas avoir toutes leurs parties parallèles en même temps ; cependant dans le système tétragonal ou dans le système hexagonal, on peut concevoir que deux cristaux de minéraux différents soient unis de manière à avoir toutes leurs faces de prisme parallèles.

Le « développement parallèle », même sur une échelle minuscule, peut se reconnaître facilement à la réflexion simultanée de la lumière sur toutes les faces parallèles du groupe. Un exemple fréquent de développement parallèle est celui que fournissent les cristaux à faces « drusiques » (voy. p. 296) ; chaque face drusique est recouverte d'un grand nombre de cristaux minuscules (appelés « sub-individus ») qui sont généralement parallèles les uns aux autres et qui se trouvent à peu près dans un plan. Les faces drusiques de cette sorte réfléchissent la lumière simultanément de points détachés sur toute leur surface,

c'est-à-dire sur les facettes des sub-individus, et ceci donne lieu à un éclat velouté particulier, comme on peut le voir dans la variété de gothite connue sous le nom de « sammet-blende » (de Przibram). Il n'est pas rare que les cristaux d'un minéral soient recouverts d'un dépôt postérieur du même minéral, dans lequel les individus plus récents, bien que parallèles aux cristaux primitifs, sont une combinaison de formes entièrement différentes, provenant peut-être de ce fait qu'ils ont cristallisé dans des conditions différentes. Dans le « spath en tête de clou » du Cumberland (fig. 216) des scalénoèdres de calcite {201} sont

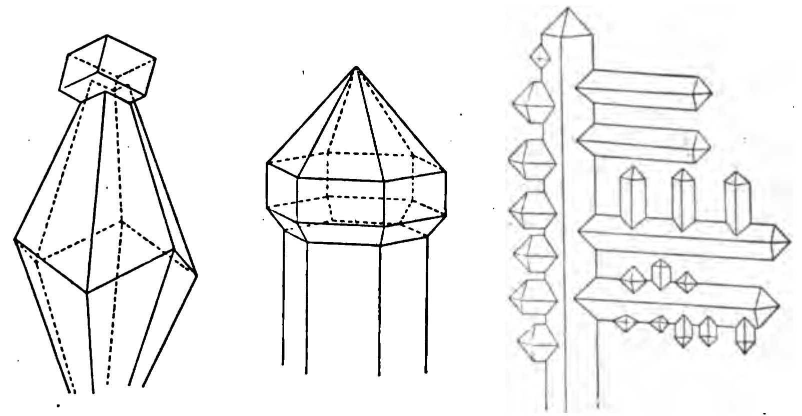


Fig. 216. — Calcite. Fig. 217. — Quartz en sceptre. Fig. 218. — Cuivre.

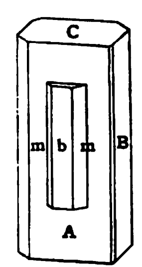
terminés par des rhomboèdres dont les clivages sont parallèles à ceux du scalénoèdre, de telle sorte que les deux cristaux sont réellement parallèles, bien qu'aucune face existante de l'un ne soit parallèle à une face existante de l'autre. Ou encore un cristal peut simplement différer de l'autre par la *taille* relative de ses faces. « Quartz en sceptre » est le nom donné à de minces prismes de quartz, coiffés de cristaux plus trappus ; comme c'est le cas pour quelques-uns des cristaux d'améthyste de Mursinka (fig. 217). « Quartz de Babel » est un terme appliqué aux surfaces plates de ce minéral, qu'on trouve à Berlaston dans le Devonshire, qui sont formées par la prédominance d'une des faces de la pyramide et sont recouvertes de petites tourelles triangulaires de courts cristaux parallèles.

Un groupement régulier, dans lequel un certain nombre de sub-individus sont groupés pour former un grand cristal, est appelé « polysynthétique » ; ainsi les grands octaèdres de fluorine provenant de diverses parties de la Cornouaille, notablement du voisinage de Redruth, sont des cristaux drusiques formés par l'association poly-

synthétique de cubes minuscules rangés dans diverses positions parallèles (fig. 393). Les cristaux polysynthétiques montrent souvent, comme dans ce cas, une forme ou une combinaison de formes différentes de celle de leurs cristaux constituants. Un cristal parfaitement simple est peut-être une chose qui se rencontre rarement dans la nature ; les cristaux d'un minéral sont souvent des groupements polysynthétiques de plusieurs individus en positions à peu près parallèles.

On a représenté dans la figure 218, un exemple curieux de groupement parallèle fourni par le cuivre du Lac Supérieur, suivant la description de E. S. Dana. Ici les cristaux sont des combinaisons allongées de l'octaèdre et du dodécaèdre qui s'étendent le long des différents axes du cube et sont groupés ensemble sous forme « dendritique », ou ressemblant à une feuille. Les groupements dendritiques, — bien connus dans le givre sur les carreaux des fenêtres —, sont le plus habituellement dus à l'association régulière connue sous le nom de « mâcle » et qui sera décrite plus loin dans la section 3.

2. **Groupement régulier de cristaux qui ne sont ni parallèles ni mâclés.** — Si dans un groupement régulier, que les minéraux soient



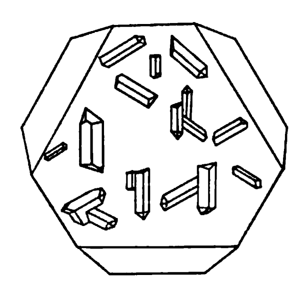




Fig. 219. — Staurolite sur cyanite.

Fig. 220. — Rutile sur hématite.

les mêmes ou diffèrent, les cristaux ne sont pas complètement parallèles, ils le sont au moins partiellement. Dans ce cas les cristaux peuvent être unis de manière que : 1° une face de l'un soit parallèle à une face de l'autre ; 2° qu'une arête de l'un soit parallèle à une arête de l'autre, ou 3° qu'une face et un sommet de l'un soient respectivement parallèles à une face et à une arête de l'autre.

Ainsi : 1° des prismes de bournonite, terminés par le plan basal, sont quelquefois groupés ensemble de manière que leurs terminaisons tombent toutes dans un seul plan ; 2° des prismes de quartz de Suisse sont quelquefois unis de manière à former un groupe tordu ou spiral dans lequel toutes les arêtes des prismes sont à peu près parallèles ;

3° des cristaux de staurolite orthorhombique sont quelquefois fixés sur la cyanite anorthique de telle sorte que le brachi-pinacoïde de la staurolite est parallèle à une face (110) de la cyanite et que les arêtes des prismes des deux minéraux sont en même temps parallèles (fig. 219).

Ou encore on trouve dans certaines localités des prismes de rutile (tétragonal) attachés sur des plaques d'hématite (rhomboédrique), dans une position telle que chaque prisme se trouve avec sa face (100) sur le plan basal de l'hématite, (fig. 220), et a ses arêtes de prisme perpendiculaires à l'arête de la combinaison (111) : (100) de l'hématite

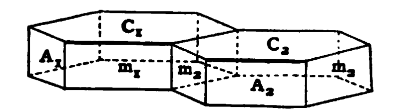


Fig. 221. — Hydrargyllite.

(fig. 220). Ce troisième mode de groupement est le plus commun. On le rencontre non seulement entre des cristaux de minéraux différents, mais encore entre cristaux du même minéral. L'hydrargyllite, qui cristallise en plaques exagonales en apparence en fournit un exemple. Ces dernières appartiennent en réalité au système monoclinique et sont une combinaison de C }001{, *m* }110{, A }100{ ; sur des échantillons de Langesundfjörd, deux cristaux de ce genre sont unis de telle manière qu'ils ont leurs plans de base C_1C_2 parallèles, et que l'arête C_1m_1 de l'un est parallèle à l'arête C_2A_2 de l'autre (fig. 221). Dans ce cas les plans parallèles sur les deux cristaux sont les mêmes ; mais les arêtes parallèles sont différentes ; une association de ce genre est une transition vers le groupement régulier que nous allons décrire comme « mâcle », dans laquelle les arêtes parallèles et les faces parallèles sont toutes les deux semblables.

L' « état drusique » est quelquefois produit par un dépôt régulier sur les faces d'un minéral de sub-individus minuscules appartenant à une espèce différente ; ainsi la tétraédrite est communément recouverte d'une couche drusique de chalcopyrite cristalline, due suivant toute probabilité à une décomposition superficielle de la trétraédrite. Les échantillons bien connus de la Herodsfoot Mine, près de Liskeard en Cornouaille, doivent leur superbe couleur à une croûte ternie de chalcopyrite, qui présente aussi l'éclat velouté mentionné ci-dessus.

3. **Mâcles.** — Dans la description des différents systèmes on a souvent fait allusion aux plans et axes de symétrie. On a établi que les

plans, arêtes et sommets d'un cristal sont reliés entre eux de telle manière que les parties semblables peuvent s'obtenir de chacune d'elles soit par réflexion, par rapport aux plans de symétrie, ou par rotation autour d'un axe de symétrie ; que de plus un plan de symétrie est toujours un plan possible du cristal et qu'un axe de symétrie est toujours une arête possible d'un cristal.

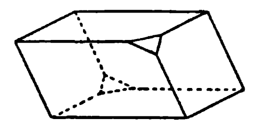


Fig. 222.

Or parmi les groupements réguliers, on trouve des cristaux qui ressemblent aux figures 223 et 224. Ici, si A (fig. 222) est un cristal anorthique, dans lequel aucun des angles n'est un angle droit, A_1 est alors dérivé de A par réflexion par rapport au plan horizontal et A_2 est dérivé de A par une rotation de 180° autour de l'arête horizontale. En d'autres

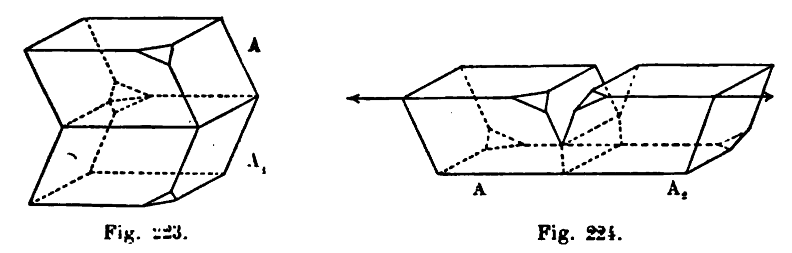


Fig. 223. Fig. 224.

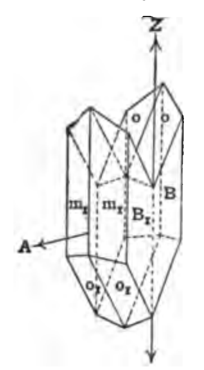
termes, si A est réfléchi par rapport au plan horizontal ou si A_2 effectue un demi-tour autour de l'arête horizontale, il se trouve amené en position parallèle avec A. Dans la figure 223 les faces de tête font un angle rentrant. Dans la figure 224, elles tombent dans un même plan.

Lorsque deux ou plusieurs cristaux sont tellement unis que l'un est symétrique de l'autre par rapport à un plan, qui est une face possible sur chacun d'eux, ou autour d'un axe, qui est une arête possible pour chacun, les cristaux ainsi réunis sont dits « mâclés » ; le plan de symétrie est le « plan de mâcle » et l'axe de symétrie est l' « axe de mâcle ». On dirait que la figure 223 comporte une mâcle par une face et la figure 224 une mâcle par rapport à une arête.

C'était antérieurement la coutume de décrire toutes les mâcles comme étant obtenues par « hémitropie » ou rotation de 180° autour d'un axe qui est appelé l'axe de mâcle, que ce soit une arête possible ou non, et d'appeler le plan perpendiculaire un plan de mâcle, que ce soit une face possible ou non.

Cependant, comme un cristal de quartz droit et un cristal gauche sont quelquefois mâclés ensemble de manière à être symétriques par rapport à un plan parallèle à l'une de leurs faces (fig. 237), et que

cependant l'un ne peut pas se déduire de l'autre par une rotation, pas plus qu'un gant de main droite ne peut être placé parallèlement à un gant de main gauche, il est manifestement impossible de décrire toutes



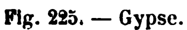


Fig. 225. — Gypse.

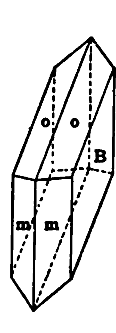


Fig. 226. — Gypse.

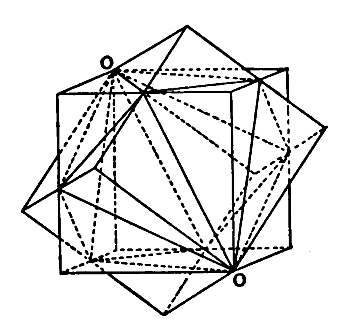


Fig. 227. — Interpénétration de deux cubes.

les mâcles comme dues à l'hémitropie ; ou encore une mâcle anorthique comme celle de la figure 224 montre qu'il n'y a pas toujours une face possible du cristal perpendiculaire à l'axe de mâcle.

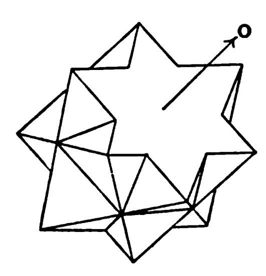


Fig. 228. — Interpénétration de deux octaèdres.

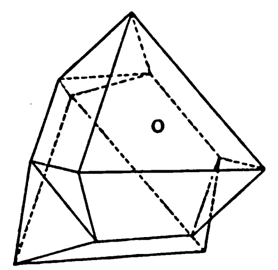


Fig. 229. — Juxtaposition de deux octaèdres ; mâcle du spinelle.

La surface de réunion peut être ou bien un plan, ou être tout à fait irrégulière. Si c'est un plan il est appelé « plan de composition » et, dans ce cas, il est généralement parallèle au plan de mâcle, dans quelques cas il est parallèle à l'axe de mâcle; c'est quelquefois quelque autre face du cristal qui n'est ni parallèle, ni perpendiculaire à l'axe de mâcle. La mâcle peut se composer de deux cristaux placés côte à côte ; comme dans la figure 225, et elle est appelée « mâcle de juxtaposition » ; ou bien les deux individus peuvent passer plus ou moins complètement l'un à travers l'autre et elle est appelée alors « mâcle d'interpénétration » ; il n'y a pas ici de plan de composition.

La figure 230 représente une mâcle d'interpénétration du minéral orthorhombique, la staurolite, qui a reçu son nom de ces groupements cruciformes.

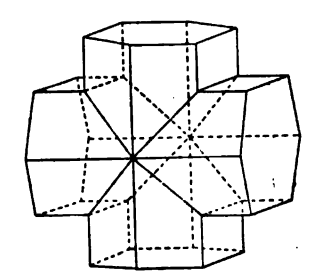


Fig. 230. — Staurolite.

Chacun des deux individus est ici une combinaison du pinacoïde basal }001{, du brachy-pinacoïde }010{ et du prisme }110{ ; le plan de mâcle est une face du brachy-prisme }032{. (Voy. la figure 640).

La figure 227 représente une mâcle par interpénétration de deux cubes de fluorine ; l'axe de mâcle est la diagonale du cube OO qui leur est commune. La figure 228 est une mâcle par interpénétration de deux octaèdres réunis par la même loi, O étant l'axe de mâcle. La figure 229 représente une mâcle d'octaèdre, dans laquelle les individus ont entre eux la même relation, mais ici la réunion se produit selon la face de l'octaèdre et l'on peut mieux décrire les cristaux en disant qu'ils sont mâclés suivant un plan. Ce groupement est tellement typique pour le spinelle qu'on l'appelle souvent la « mâcle du spinelle ».

Les cristaux mâclés qui ont une axe de mâcle peuvent être dits mâclés par « rotation » et ceux qui ont un plan de mâcle peuvent être appelés mâclés par « réflexion ».

Un cristal mâcle peut souvent être également décrit de plus d'une manière ; ainsi le cristal de gypse (fig. 225) peut être décrit comme dû à une hémitropie autour d'un axe A qui est perpendiculaire à l'ortho-pinacoïde, ou autour de l'axe vertical Z (l'arête du prisme [B*m*]) ; c'est un exemple de cette vérité générale qu'un cristal dans lequel l'axe de mâcle est perpendiculaire à un axe de symétrie paire, peut également bien être décrit comme dû à une hémitropie autour d'un axe perpendiculaire à ces deux droites. Toutefois, dans le gypse, comme le plan de composition est aussi l'ortho-pinacoïde, on définit le cristal d'une manière plus appropriée comme mâclé par réflexion par rapport à cette face.

La mâcle de la figure 225 s'obtiendrait en bissectant un cristal simple, comme celui de la figure 226, le long d'un plan parallèle à l'ortho-pinacoïde, et en faisant tourner une moitié de 180°, tout en maintenant les surfaces coupées en contact ; ceci est également vrai de toute mâcle de composition qu'on peut décrire comme due à une rotation, avec composition perpendiculaire à l'axe de mâcle.

La plupart des cristaux mâclés, comme dans les figures précédentes, révèlent leur nature par leurs angles « rentrants », qui donnent nais-

sance à des formes entaillées, dentées, en cœur, en genou ou en fer de lance très différentes de celles des cristaux simples ; par suite les termes « géniculés » et « mâclés » sont synonymes. En France on n'emploie que le terme de mâcle.

Des mâcles, qui sont entièrement sans interpénétration, sont quelquefois groupées ensemble de manière à être complètement dépourvues d'angles rentrants, de telle sorte qu'elles apparaîtront à l'œil comme des cristaux simples ; le groupement ne peut alors être reconnu que comme une ligne fine traversant le cristal, ou par les caractères différents des faces de chaque côté de la réunion. Les mâcles d'interpénétration du quartz, décrites à la page 440, en fournissent un exemple frappant ; chaque pyramide y est terne sur une partie et brillante sur l'autre ; la partie terne appartient à un cristal et la partie brillante à son voisin.

Il est évident qu'un axe de symétrie paire (digonal, tétragonal ou hexagonal) dans un cristal ne peut pas jouer le rôle d'axe de mâcle ; car l'hémitropie autour de lui restituerait au cristal son aspect primitif et donnerait naissance à un groupement parallèle ; pour la même raison, un plan quelconque de symétrie dans un cristal ne peut pas davantage être le plan de mâcle dans une mâcle par réflexion.

4. **Mâcle supplémentaire.** — Un mode de mâcle très commun est celui où un cristal appartenant à une classe est mâclé suivant un plan ou un axe qui est un plan ou un axe de symétrie d'une autre classe du même système. L'introduction du nouvel élément de symétrie peut faire que le cristal mâclé possède la symétrie extérieure de la classe holo-symétrique.

Ainsi le cristal supérieur d'hémimorphite de la figure 231, réfléchi par rapport à un plan parallèle à la base C devient le cristal inférieur ; si ces deux sont réunis le long du plan de mâcle, comme dans la figure 232, le cristal inférieur fournit les faces t_1 du dôme supplémentaire }301{, qui est nécessaire pour convertir le dôme }301{ dans le macro-prisme de la classe holosymétrique.

Quand il y a un angle rentrant, comme dans la figure 232, on voit facilement que le cristal est mâclé ; mais lorsque les deux individus s'assemblent comme dans la figure 233, ils présentent l'aspect d'un individu unique dans lequel de plus les deux extrémités du cristal ne peuvent plus se distinguer, car ils sont actuellement limités par des faces de la même forme. Des mâcles de ce genre sont dites « supplémentaires ».

Des exemples bien connus de mâcles supplémentaires sont les inter-

pénétrations de pyritoèdres de pyrites de fer, qu'on trouve à Minden en Prusse (fig. 234), et les interpénétrations de tétraèdres de diamant (fig. 235).

Les faces de la figure 234 constituent le cube pyramidé }210{ de la

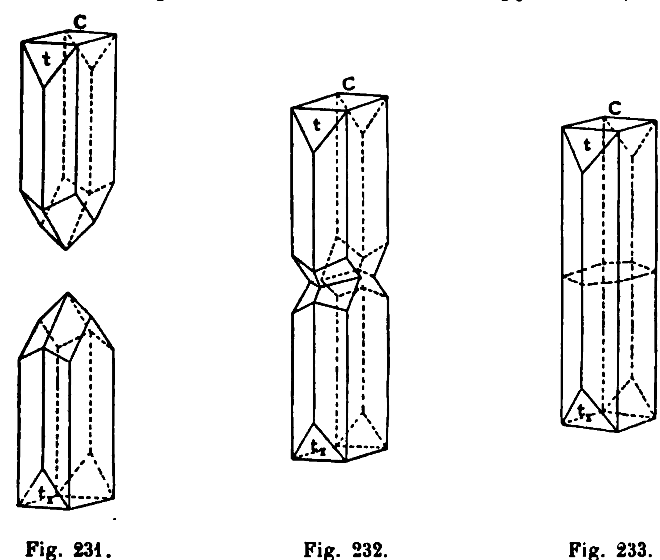


Fig. 231. Fig. 232. Fig. 233.

Fig. 231 à 233. Mâcle supplémentaire de l'hémimorphite.

classe holo-symétrique et les tétraèdres supplémentaires de la figure 235 donnent l'octaèdre ; car une projection de la figure 234 contiendrait

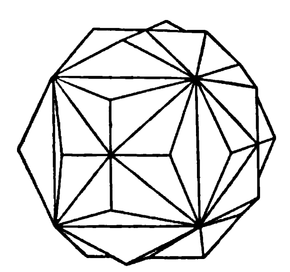


Fig. 234. — Mâcle supplémentaire de pyritoèdre.

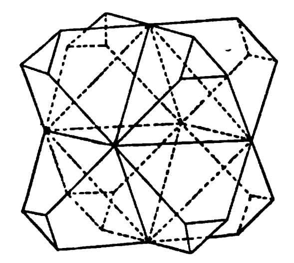


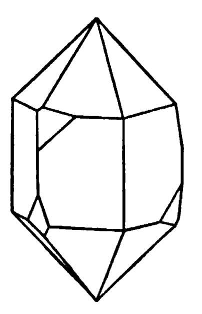
Fig. 235. — Mâcle supplémentaire de tétraèdre.

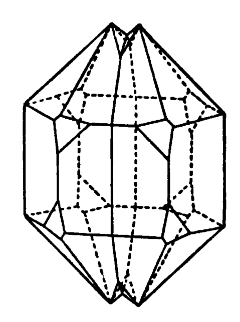
tous les pôles correspondants aux faces de la figure 27 et la projection de la figure 235 contiendrait tous les pôles de l'octaèdre.

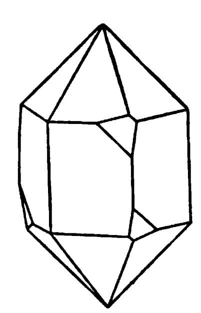
Les mâcles supplémentaires peuvent être juxtaposées ou interpénétrantes ; dans ce dernier cas, la mâcle peut avoir l'apparence complète d'un cristal holo-symétrique sans angles rentrants. Les mâcles supplé-

mentaires peuvent être rotationnelles ou réflexionnelles, car les deux formes supplémentaires, qui ont des indices similaires et constituent une forme de la classe holosymétrique, peuvent être reliées par une répétition ou autour d'un axe ou par rapport à un plan. Parmi les mâcles par réflexion, le remarquable cas suivant est surtout digne d'attention.

Quand un cristal appartient à une classe qui n'a ni plan de symétrie ni centre de symétrie, sa réflexion dans un miroir est, comme on l'a indiqué à la page 87, une figure totalement différente, exactement


Fig. 236. — Quartz gauche.


Fig. 237. — Mâcle du Brésil.


Fig. 238. — Quartz droit.

comme la réflexion d'une main droite est à une main gauche. Avec des cristaux « énantiomorphes » de ce genre, la mâcle par réflexion est par conséquent une union d'un cristal droit avec un cristal gauche.

Les exemples les plus caractéristiques de ce genre de mâcle sont les mâcles de quartz dites « du Brésil » (fig. 237), qui se composent d'un cristal droit et d'un cristal gauche réunis quelquefois le long du plan de mâcle (fig. 237), mais le plus habituellement par interpénétration irrégulière (fig. 503).

Lorsque les cristaux supplémentaires sont énantiomorphes, les mâcles ne peuvent pas être décrites comme purement rotationnelles, puisque aucune hémitropie ne peut amener un cristal droit (de quartz, par exemple) en parallélisme complet avec un cristal gauche. Le cas actuel peut être décrit soit comme une mâcle par rapport au plan de composition, soit comme une « mâcle alternante » due à une rotation autour de l'axe verticale, combinée avec une réflexion par rapport au plan horizontal.

5. **Mâcles répétées.** — Un mode de mâcle commun parmi les minéraux est celui où deux cristaux sont mâclés ensemble, et où un troisième cristal est mâclé suivant la même loi sur l'un d'eux; et peut-être

un quatrième mâclé sur le troisième et ainsi de suite (fig. 239 à 241).

Ce groupement de mâcles peut s'opérer de deux manières :

1° Le plan ou l'axe de mâcle pour les individus II et III, bien qu'appartenant à la même forme que celle qui réunit II et I, peut être une face ou une arête différente de la forme. Cette « répétition avec plans de mâcles inclinés » conduit à un groupement cyclique, comme dans la figure 240, où la face du prisme m_1 qui réunit II avec I n'est pas parallèle à la face du prisme m_3 qui réunit II avec III. Quelquefois la répétition conduit même à une chaîne d'individus complètement fermée.

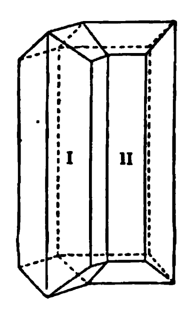


Fig. 239. — Mâcle de l'aragonite.

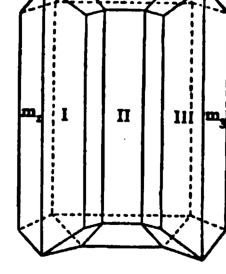


Fig. 240. — Plans de mâcles inclinés.

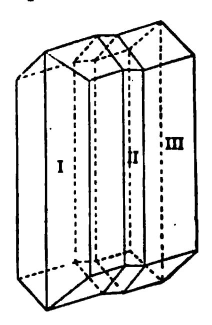


Fig. 241. — Plans de mâcles parallèles.

2° Le plan de mâcle ou l'axe qui unit II avec III peut être parallèle à celui qui réunit III avec I.

Or, il est évident que deux demi-tours successifs autour de la même ligne sont équivalents à un tour complet et ramènent le cristal dans sa position primitive et que deux réflexions successives par rapport au même plan ont le même effet. Donc dans ce cas, III sera parallèle à I et II paraîtra être interposé dans la position de mâcle entre deux portions du même cristal (fig. 241).

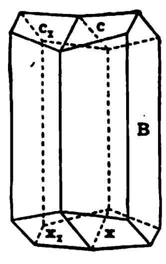
Si la mâcle sur une forme pinacoïde est répétée, il est clair que le second mode de groupement est le seul possible, car la forme ne comprend aucune face inclinée.

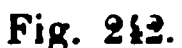
Lamelles mâclées. — Les cristaux mâclés juxtaposés montrent une tendance curieuse à devenir tabulaires parallèlement au plan de mâcle.

Ceci est souvent mis en évidence d'une manière remarquable par des mâcles qui sont répétées avec plans de mâcles parallèles. Ainsi le cristal interposé II, dans la figure 241 peut être réduit à l'épaisseur d'une simple plaque ou lamelle de mâcle.

Lorsque la mâcle est répétée un certain nombre de fois avec plans

d'assemblage parallèles et quand les lamelles sont suffisamment minces, comme dans l'albite de la figure 243, qui montre une simple répétition de la mâcle de la figure 242, le cristal peut paraître un individu unique traversé par une série de lignes fines, ce qu'on appelle les




Fig. 242.

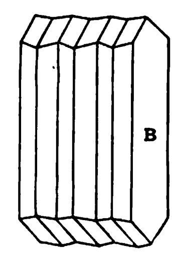


Fig. 243.

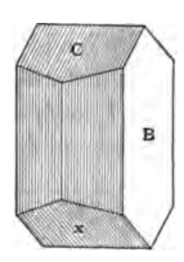


Fig. 244.

« stries de mâcles », parallèles au plan de mâcle. La figure 244 représente un cristal d'albite, dont le plan basal C et l'hémi-prisme x $\}10\bar{1}\{$ sont traversés par des stries de mâcle toutes parallèles au pinacoïde B. La figure 244 agrandie présenterait l'apparence de la figure 243. Dans l'albite, le plan de mâcle est B (010) qui n'est pas perpendiculaire à C ou à x, puisque le minéral est anorthique.

6. **Mâcle mimétique et pseudo-symétrie**. — Dans les mâcles supplémentaires décrites ci-dessus, les plans et axes de mâcle seraient des plans et axes de symétrie effective dans quelque autre classe du système auquel appartiennent les cristaux, et les faces de chaque cristal, après la mâcle, occupent les positions de faces possibles dans son voisinage et auraient des indices rationnels s'ils étaient rapportés à ses axes. Si les deux individus s'interpénètrent complètement, ils peuvent alors paraître constituer un cristal unique. Le résultat d'une mâcle de ce genre est donc de donner en apparence au cristal un degré de symétrie plus élevé que celui qu'il possède en réalité et de le transférer d'une classe à une autre classe de symétrie plus élevée dans le même système.

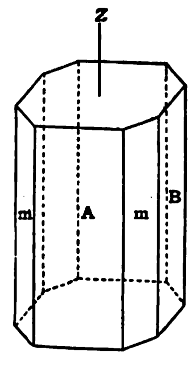


Fig. 245. — Axe pseudo-tétragonal.

Un résultat autre et semblable qui peut être produit par mâcle consiste en ce qu'un cristal paraît actuellement appartenir à un autre *système* de symétrie plus élevé que le sien propre. Dans tout système, on trouve certains minéraux qui se rapprochent approximativement de la

symétrie géométrique d'un système plus symétrique ; par exemple, un cristal ortorhombique, dont les axes horizontaux sont presque égaux, se rapprochera de la symétrie géométrique, d'un cristal tétragonal et aura un angle de prisme très voisin de 90° ; dans un pareil cristal, l'axe vertical sera presque un axe ditétragonal au lieu d'un axe de symétrie double et les plans parallèles aux faces du prisme }110{ seront extrêmement près d'être des plans de symétrie (fig. 245). Des mâcles par rapport aux faces du prisme auraient pour effet de rendre le cristal encore plus près d'être tétragonal, puisqu'elles rendraient ces faces

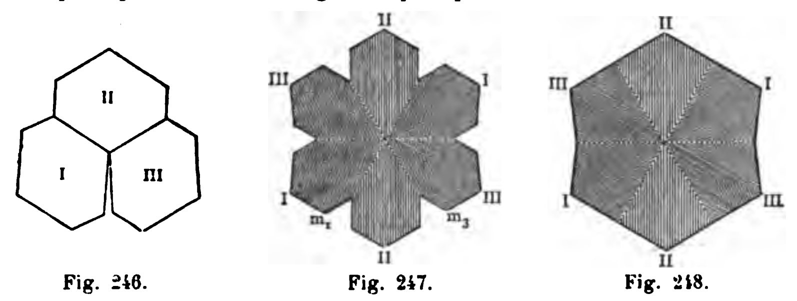


Fig. 246. Fig. 247. Fig. 248.

Fig. 246 à 248. — Cristaux triples d'aragonite.

actuelles des plans de symétrie de la mâcle et feraient que les faces des différentes formes seraient répétées de manière à satisfaire à la symétrie du système tétragonal ; un cristal « pseudo-tétragonal » ainsi mâclé paraît indistinguable extérieurement d'un cristal tétragonal. De cette manière un cristal peut simuler la symétrie d'un système plus élevé ; les mâcles de ce genre sont appelées « mimétiques » ou imitatives et les cristaux ainsi mâclés sont dits « pseudo-symétriques ».

L'aragonite, minéral orthorhombique, nous en fournit un exemple familier. L'angle du prisme dans ce minéral est voisin de 60° (effectivement 63°48') ; en conséquence une combinaison du prisme }110{ avec le brachy-pinacoïde }010{ est à peu près un prisme hexagonal ; et les plans parallèles aux faces du prisme sont des plans de pseudo-symétrie ; ce sont aussi les plans ordinaires de mâcle, comme le montrent les figures 240, 241.

Si chaque face du prisme devient un plan de mâcle, le cristal triple ainsi formé aura trois nouveaux plans de symétrie inclinés d'à peu près 60° les uns sur les autres ; et se rapprochera encore plus étroitement que le cristal simple ou mâclé de la symétrie du système hexagonal ; trois individus ainsi mâclés présenteront presque exactement l'aspect d'un prisme hexagonal.

Comme l'angle du prisme n'est pas tout à fait de 60°, les faces de I et

de III ne coïncident pas tout à fait (fig. 246) et un angle rentrant décèle la nature de la mâcle.

Plus fréquemment les groupes de mâcles mimétiques ne sont pas juxtaposés, mais interpénétrants, et dans des cas de ce genre la pseudo-symétrie est encore plus complète.

Ainsi dans le cristal interpénétrant triple d'aragonite (fig. 247), m_1 est le plan de mâcle pour I et II, et m_2 pour II et III.

Les cristaux peuvent s'interpénétrer complètement, comme dans la figure 248, et il peut n'être presque pas possible de les distinguer d'un cristal hexagonal simple. Cependant, en général, des stries sur le pinacoïde basal qui, dans chaque individu, courent parallèlement au brachy-pinacoïde, rendent possible la distinction entre les divers individus du groupe.

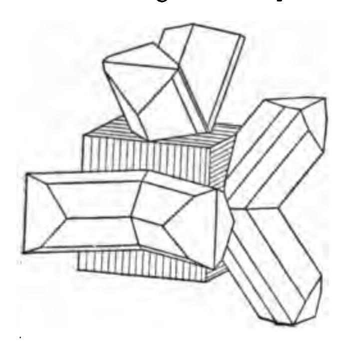


Fig. 249. — Mâcles de marcassite sur des pyrites.

La figure 249 représente un exemple remarquable de mâcle, combinée avec un groupement régulier d'un minéral sur un autre ; il a été décrit par Trechmann et provient de Brilon en Westphalie. Le cube est de la pyrite de fer ; les autres cristaux sont des mâcles de marcassite (la modification orthorhombique du bisulfure de fer) ; ce sont des combinaisons de macro-prismes }101{ et }104{, terminées par le prisme }110{, chacun mâclé sur une face de }110{ ; et chaque face du cube des pyrites porte une mâcle de marcassite ayant son plan de mâcle perpendiculaire à la face du cube et parallèle aux stries qui y sont.

7. **Mâcle secondaire**. — Reusch et Baumhauer ont découvert que quand on presse la lame d'un couteau dans un clivage de rhomboèdre de calcite contre une de ses arêtes terminales (en *b*) et qu'en même temps on exerce sur la lame une pression légèrement de côté vers le sommet du rhomboèdre, on produit le remarquable effet suivant : à mesure que le couteau entre dans le cristal, des couches successives, toutes parallèles au plan *cde*, qui troquerait l'arête du rhomboèdre, glissent le long les unes des autres ; ce glissement se produit jusqu'à ce qu'une portion du cristal s'étendant jusqu'à la profondeur coupée par le couteau prenne une nouvelle position et constitue un nouveau cristal mâclé sur le rhomboèdre primitif par réflexion par rapport à *cde*, la face (011). Ceci est indiqué dans les figures 250, 251, où *a′b′cde*

est la position que prend la portion *abcde* du cristal comprise entre le sommet et le couteau.

Le plan (011) le long duquel s'opère ce glissement est appelé un « plan de glissement » et il devient après l'opération un plan de

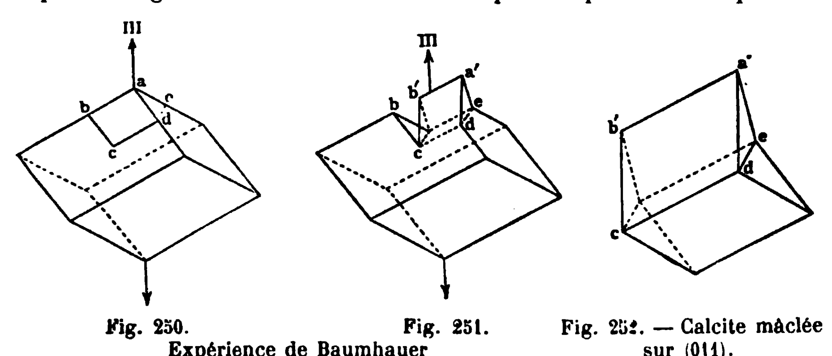


Fig. 250. Fig. 251. Expérience de Baumhauer

Fig. 252. — Calcite mâclée sur (011).

« mâcle secondaire », par opposition à la mâcle ordinaire qui s'est produite durant la formation du cristal.

La figure 252 représente une mâcle complète de cette sorte, telle qu'on la rencontre quelquefois dans la nature comme mâcle ordinaire.

On remarquera que le sommet du cristal était en *a* et est maintenant en *b'* et que la direction est renversée en *a'b'*, l'angle obtus *a* étant changé en un angle aigu *a'*.

On a observé des plans de glissement dans un grand nombre de minéraux ; dans la plupart d'entre eux ils sont parallèles aux plans de clivage.

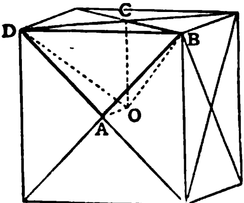
CHAPITRE III

FACES VOISINES

1. Faces voisines. — On a indiqué plus haut que les faces d'un crista sont telles qu'elles ont des indices rationnels simples. Mais beaucoup de cristaux ont des surfaces planes brillantes qui ne peuvent pas être rapportées à des indices simples ; on ne doit dans aucun cas les ignorer ou les attribuer à des irrégularités de développement; elles sont symétriques, d'accord avec la symétrie du cristal et remplacent les formes simples qui auraient des indices peu élevés; ainsi, par exemple, on trouve généralement que les cubes de spath fluor, quand on les examine avec attention, sont en réalité des cubes pyramidés; chaque face apparente du cube se compose d'une pyramide aplatie, qui coïncide presque avec le cube (fig. 254). Les faces voisines ont une importance considérable dans la détermination de la symétrie vraie d'un cristal, car elles appartiennent généralement non pas aux formes les plus simples, qui sont perpendiculaires aux plans et axes de symétrie, mais à quelque forme plus complexe capable d'indiquer la classe à laquelle appartient le cristal. Quand elles remplacent une face qui est perpendiculaire à un axe ou à un plan de symétrie, on peut aisément les découvrir en vertu de leur répétition; ainsi une forme voisine remplaçant le cube dans la classe holo-symétrique doit se composer d'une pyramide aplatie à quatre ou huit faces (fig. 254) ; une autre, qui remplace l'octaèdre, doit se composer d'une pyramide à trois ou six faces (fig. 259) ; les arêtes entre les faces voisines et leurs angles peu saillants peuvent généralement être observées, bien que les faces soient inclinées les unes sur les autres sous de très petits angles, ne dépassant pas quelques minutes.

Les formes voisines d'un cristal ne doivent pas être confondues avec les faces qu'on rencontre souvent sur les *pseudo-cristaux*, où les formes simples appartenant à des individus différents se rencontrent sous de petits angles.

Ainsi un cube en apparence peut se composer en réalité de douze individus monocliniques, ayant chacun la forme du coin ABCD, réunis de telle manière que leurs sommets se rencontrent en O, le centre du cube (fig. 253). Si les faces CBD, ABD sont respectivement le pinacoïde



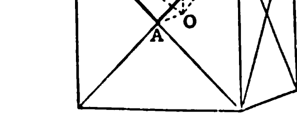


Fig. 253. — Cube pseudo-symétrique.

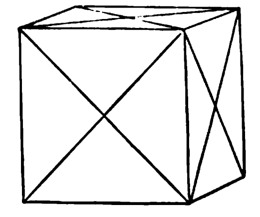


Fig. 254. — Faces voisines remplaçant le cube.

basal $\{001\}$ et l'ortho-pinacoïde $\{100\}$ de l'individu monoclinique, l'angle compris entre eux peut être légèrement moindre que 90° ; les quatre faces telles que ABD, qui constituent une face du cube en apparence, ne tomberont pas dans ce cas exactement dans un plan, mais constitueront une pyramide basse à quatre faces.

Une figure semblable peut être due, comme dans la fluorine, à un cube pyramidé (fig. 254) qui remplace toutes les faces d'un seul cube ; mais tandis que les cristaux pseudo-symétriques auront un angle constant sur les arêtes du cube, à savoir l'angle appartenant aux individus monocliniques, les faces voisines d'un cube simple peuvent appartenir à des formes différentes dans des cristaux différents du minéral et varier d'un cristal à un autre. On conçoit qu'il peut arriver aussi que les faces dans un cristal pseudo-symétrique soient elles-mêmes aussi des faces voisines ; la distinction sera alors plus difficile.

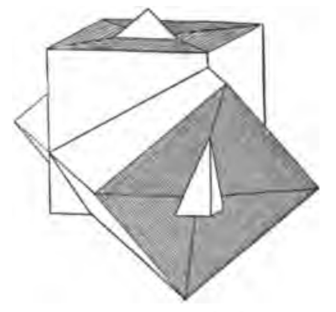


Fig. 255. — Spath fluor.

Des faces voisines se développent très souvent dans les cristaux mâclés qui s'interpénètrent, où un individu émerge à travers l'autre.

Un des exemples les plus frappants et les plus communs est le spath fluor, dont les cristaux sont habituellement des cristaux qui s'interpénètrent (fig. 225) ; dans ceux-ci on trouve généralement que les faces du cube au travers desquelles un sommet du cristal interpénétrant fait saillie, sont remplacées par les facettes d'un cube pyramidé, comme l'indique la partie ombrée (voy. fig. 436). Les expériences faites sur

des cristaux développés dans le laboratoire montrent que les faces voisines varient durant la croissance du cristal; à un moment ils ont un système d'indices et à un autre moment un autre; il est possible qu'ils varient avec la concentration de la solution ou la rapidité avec laquelle ils croissent.

Les cristaux des minéraux naturels, qui s'accroissent sans doute dans des conditions très variables, révèlent constamment des faces voisines; elles sont très près des faces des formes simples et par suite ont des indices très élevés. Leur intérêt et leur importance consistent en ce que, quels que soient leurs indices, le nombre des facettes correspond à la symétrie du cristal et elles sont par suite de grande valeur pour aider à déterminer la classe à laquelle il appartient. Un moyen d'employer cette propriété est le suivant.

2. **Figures lumineuses.** — Brewster a observé que, si une source de lumière, la flamme d'une bougie par exemple, est observée par réflexion sur la face d'un cristal tenu près de l'œil, l'image peut n'être pas nettement définie, mais brouillée de manière à donner une étoile géométrique curieusement régulière. Et de plus que la symétrie de cette étoile est précisément la symétrie de la face réfléchissante.

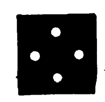


Fig. 256. — Figure lumineuse du fluor.

D'après ce que l'on a dit plus haut, il est facile de comprendre que ces images, auxquelles Brewster a donné le nom de « figures lumineuses » seront produites par des faces voisines.

Une surface réfléchissante parfaitement plane donnera une seule image claire d'une petite tache circulaire de lumière, mais une face d'un cube tel que celui de la fluorine, qui se compose de quatre faces voisines, comme dans la figure 254, donnera quatre de ces images qui sont extrêmement près les unes des autres, puisque les quatre surfaces réfléchissantes sont presque coïncidantes (fig. 256). S'il y a un certain nombre de faces voisines situées dans les quatre zones de l'arête du cube, c'est-à-dire un certain nombre de cubes pyramidés consécutifs $\{hk0\}$, l'image sera transformée en une étoile nébuleuse à quatre rayons (fig. 257).

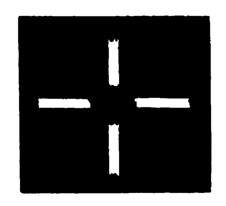


Fig. 257. — Figure lumineuse du fluor.

L'image fournie par une face quelconque d'un octaèdre d'alun ordinaire est une image à trois rayons, comme dans la figure 258. Ceci est dû au fait que l'octaèdre apparent de l'alun est en réalité un trioc-

taèdre très plat (fig. 259), dont les faces coïncident presque avec les faces de l'octaèdre.



Fig. 258. — Figure lumineuse d'une face d'alun.

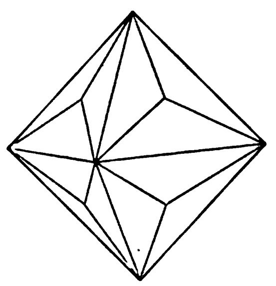


Fig. 259. — Alun.

Les figures réfléchies par un cristal qui a été attaqué par un dissolvant sont presque toujours de cette nature composite, pour la raison expliquée plus loin (p. 134).

CHAPITRE IV

MESURE DES CRISTAUX

Nous avons maintenant à peu près tout ce qui est nécessaire pour la description complète de la *forme cristalline* d'un minéral quelconque. Si l'on peut mesurer les angles entre les faces d'un cristal simple, leurs pôles peuvent être reportés sur une projection ; les plans et axes de symétrie se révéleront alors d'eux-mêmes ; et, suivant sa symétrie, le cristal peut être rapporté à l'un des six systèmes et à l'une ou l'autre des classes de ce système, en tenant bien compte des caractères physiques des faces aussi bien que des angles qu'elles font les unes avec les autres.

On choisit comme *plans axiaux* trois faces qui, par leurs intersections mutuelles, donnent les directions des axes ; dans le système anorthique, on peut prendre trois plans quelconques ; dans les autres systèmes, elles doivent être choisies d'accord avec la symétrie, comme on l'a expliqué plus haut page 44 ; une quatrième qui coupe les trois axes est alors choisie comme « plan paramétral » pour déterminer les longueurs des axes, les longueurs étant calculées au moyen des équations de la page 41 ; ou deux plans, dont chacun coupe deux axes et est parallèle au troisième peuvent servir pour le même objet. Les indices des faces restantes du cristal sont alors déterminées par leurs relations de zone.

Mais pour rendre une pareille description possible, il est nécessaire de mesurer les angles entre les faces ; ceci s'effectue au moyen de l'instrument connu sous le nom de *goniomètre*. Cet instrument est de deux sortes : (1) le goniomètre de contact et (2) le goniomètre à réflexion. Le premier était celui qu'ont employé Romé de l'Isle et Haüy, les deux cristallographes français qui les premiers ont mesuré des cristaux avec exactitude, et il est encore employé pour les gros cristaux dont les faces sont assez unies pour réfléchir un objet éloigné ; mais pour toutes les mesures précises il a été supplanté par le goniomètre à réflexion inventé par Wollaston en 1809.

1. **Goniomètre de contact.** — Le goniomètre de contact se compose de deux barres métalliques droites articulées ensemble par un pivot, et attachées à un arc demi-circulaire gradué, dont le centre coïncide avec le pivot (fig. 260).

Pour mesurer l'angle entre deux faces A et B, les bras sont manœuvrés jusqu'à ce que l'un soit en contact avec la face A et l'autre avec

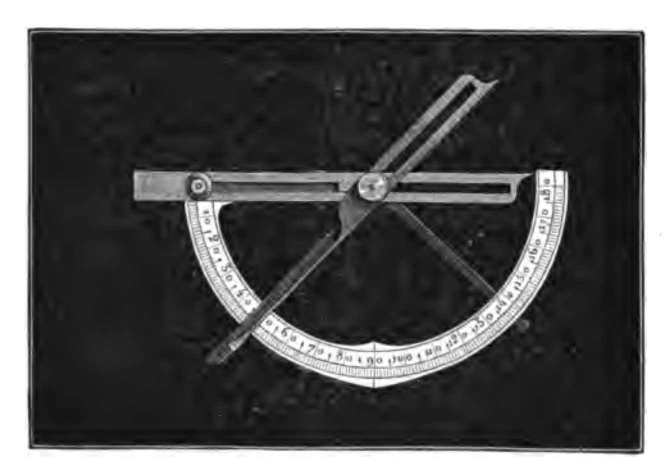


Fig. 260. — Goniomètre de contact.

la face B; pour assurer le contact intime, le cristal est tenu à la lumière et examiné le long de l'arête entre A et B et les bras sont mus autour du pivot jusqu'à ce qu'il ne passe plus de lumière entre eux et les faces; il faut prendre soin que le plan contenant les bras soit perpendiculaire à l'arête. Un bras est généralement fixé de manière à coïncider avec la division zéro sur l'échelle.

Quelquefois les deux bras et le pivot sont faits de telle sorte qu'ils puissent être enlevés de l'échelle, ajustés par eux-mêmes et ensuite replacés sur l'échelle, pour déterminer l'angle.

2. **Goniomètre à réflexion.** — Le goniomètre à réflexion est un instrument d'une précision et d'une délicatesse bien plus grandes et il est universellement employé quand on dispose de petits cristaux à faces brillantes. Son principe est le suivant :

Soit M un miroir fixe (fig. 261) dans lequel on regarde l'image d'un signal brillant, tel qu'une fente horizontale pratiquée dans le volet d'une fenêtre, et à une distance de 7 mètres ou plus du miroir.

Soient OA, OB deux faces brillantes d'un petit cristal et supposons leur arête O parallèle au miroir. Le cristal est d'abord placé de manière

que l'image de S, vue par réflexion sur OA, coïncide exactement avec l'image réfléchie en M; ceci s'effectue facilement si le cristal est petit,

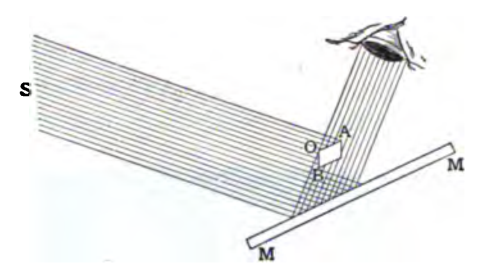


Fig. 261. — Principe du goniomètre à réflexion.

puisque les deux images peuvent pénétrer dans l'œil en même temps. Le cristal est alors tourné autour de son arête O jusqu'à ce que l'image

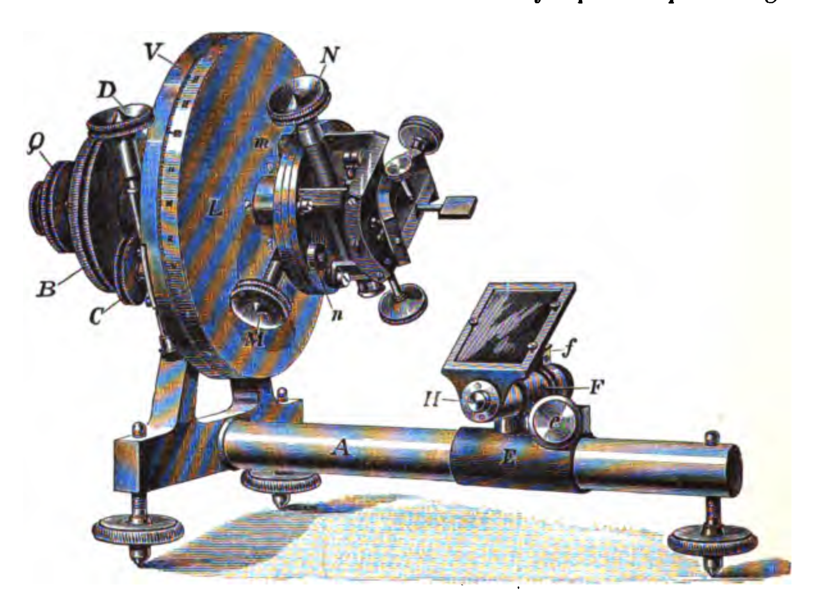


Fig. 262. — Goniomètre à réflexion.

de S vue sur OB coïncide exactement avec l'image réfléchie en M; et l'angle α dont il a tourné est noté. Soient a, b les normales aux deux faces du cristal; il est évident que, dans la seconde observation, la face OB occupe la position exacte qu'avait la face OA dans la première observation, par suite b a tourné de manière à venir occuper la position de a, et l'angle (fig. 56) doit être l'angle compris entre les normales a, b. Mais c'est précisément l'angle que l'on prend en cris-

tallographie pour mesurer l'inclinaison des deux faces (voy. p. 36). La mesure de l'angle des normales est donc effectuée directement au moyen du goniomètre à réflexion.

Pour appliquer le principe ci-dessus, il faut : 1° un cercle gradué sur l'axe duquel le cristal soit fixé; 2° avoir les moyens de faire coïncider l'arête O avec l'axe du cercle, de manière que le cristal puisse être tourné autour de son arête; 3° les moyens de disposer le miroir parallèlement à l'axe.

Dans la figure 262, L est le cercle gradué, ayant une échelle divisée en demi-degrés, qu'on peut faire tourner au moyen de la tête molettée B; un vernier disposé sur le disque fixe V permet de faire les lectures exactement à une minute près.

Le miroir peut être fixé à une distance quelconque du cercle et suivant l'inclinaison désirée, en faisant tourner et glisser le tube E sur la barre A. E est serré par la vis *e*; le miroir après avoir été disposé parallèlement à l'axe de l'instrument au moyen du tube F est serré sur place au moyen de la vis H.

Le cristal est collé au moyen d'un mélange de cire d'abeilles et de poix sur la petite épingle de laiton à tête carrée qu'on voit fixée sur le porteur du cristal MN; ce dernier est un système pour « centrer » et « ajuster »; les deux vis M et N servent à déplacer le cristal dans la direction de leur longueur jusqu'à ce qu'il occupe une position centrale exactement sur l'axe et ne quitte plus cette position quand on fait tourner le cercle. En tête de celles-ci sont deux vis plus petites à angle droit l'une sur l'autre, qui mettent en mouvement deux portions d'arcs cylindriques dont le cristal occupe le centre; elles servent à déplacer l'axe du cristal jusqu'à ce qu'il soit parallèle à l'axe. Quand le cristal a été de cette manière convenablement centré et ajusté, il tourne autour de son propre centre quand on fait tourner le cercle gradué, et il est alors prêt pour la mesure de l'angle compris entre les deux faces qui se rencontrent suivant l'arête ainsi disposée.

C est le fixateur du cercle et D est le mouvement lent.

La figure 263 montre comment on se sert effectivement du goniomètre. Cette figure représente une forme simple de l'instrument dans laquelle le porteur du cristal est pratiquement le même que celui qu'employait Wollaston. Au lieu des arcs cylindriques et des vis tangentes de la figure 262, il y a deux verges perpendiculaires entre elles, munies de têtes molettées, qui peuvent tourner sur leurs supports; ces verges, sur l'une desquelles le cristal est fixé, constituent deux axes au moyen desquels on règle l'arête du cristal. Ce dernier est centré au

moyen de la barre en forme de L, qui porte la pièce de réglage ; cette barre est déplacée sur le disque du goniomètre jusqu'à ce que le cristal soit sur l'axe de l'instrument et elle est alors fixée sur le disque.

Pour faire exactement coïncider l'image du signal vue dans le cristal

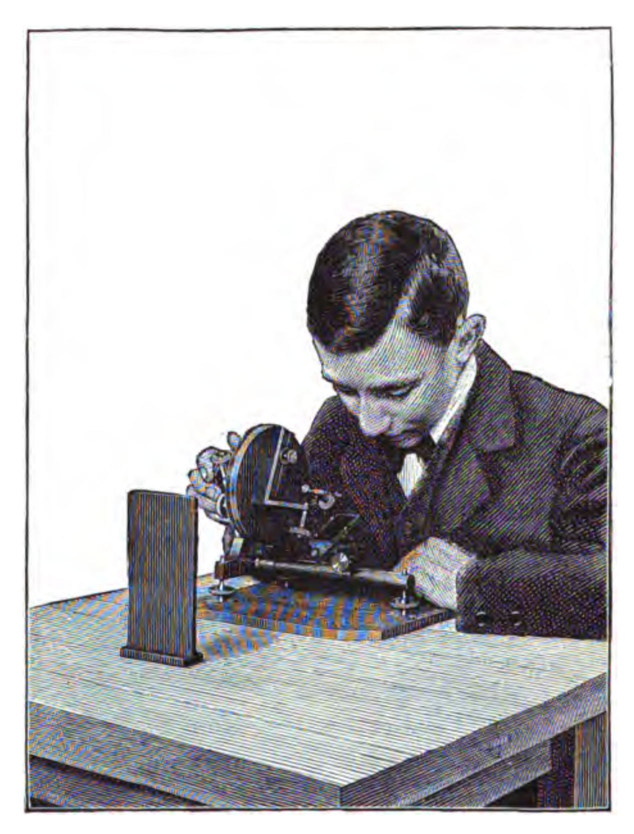


Fig. 263.

avec celle qu'on voit dans le miroir, il est commode d'introduire en tête du miroir un petit écran en carton juste assez haut pour intercepter la lumière qui tombe du signal sur le miroir, mais non celle qui tombe sur le cristal ; l'écran ayant été déplacé de côté jusqu'à ce qu'il coupe la moitié de la fente lumineuse horizontale vue dans le miroir, le cristal est alors tourné jusqu'à ce que l'image vue sur sa face forme le prolongement de la moitié de l'image vue dans le miroir. La position de l'échelle est alors lue au moyen du vernier.

Un grand avantage du goniomètre à réflexion est dû au fait que, quand les deux faces d'un cristal ont été correctement réglées, de

manière que durant une rotation du cercle les images réfléchies par ces deux faces viennent successivement dans leur position propre, l'arête autour de laquelle tourne le cristal est non seulement celle suivant laquelle les deux faces se coupent, mais elle est parallèle à l'axe de leur zone. *Toutes* les faces de la zone doivent donc donner aussi successivement des images correctement réglées, et tous les angles appartenant à cette zone peuvent être mesurés pendant une rotation simple du cercle divisé.

Même sans faire aucunes mesures angulaires, l'observateur peut ainsi, par une rotation unique du cristal, identifier rapidement toutes les faces qui font partie d'une même zone.

L'examen d'un cristal au moyen du goniomètre de réflexion consiste dans la mise en place et la mesure d'une zone après l'autre. Dans une zone quelconque, la lecture de l'échelle pour chaque face successive est notée, et l'angle entre deux faces quelconques est simplement la différence entre leurs deux lectures.

En examinant les images, l'œil est placé à une distance telle du cristal qu'il puisse saisir en même temps les réflexions à la fois du cristal et du miroir.

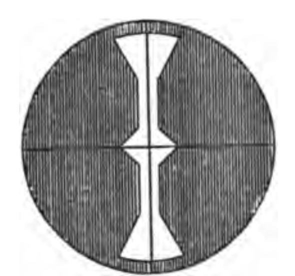
Avant de mettre au point une zone, il est bon de monter le cristal sur son support dans une position telle que l'axe de zone soit approximativement parallèle à l'axe de l'instrument et qu'une face en évidence de la zone soit parallèle à l'une des vis tangentes qui meuvent les deux axes cylindriques et perpendiculaire à l'autre (ou, dans la figure 263, parallèle à la plus petite verge de réglage). Cette face est d'abord réglée au moyen de la vis tangente à laquelle elle est perpendiculaire, et alors une seconde face de la zone est réglée par la seconde vis tangente ; le cercle gradué est tourné en arrière jusqu'à sa position primitive et la première face réajustée au moyen de la première vis. Après quelques répétitions de cette opération, les deux faces et par suite la zone tout entière se trouvent mises au point.

Il est nécessaire d'avoir un signal situé à une distance considérable du goniomètre, de manière à éviter l'erreur due à un centrage imparfait de chaque arête de zone. Plus la distance du signal est grande et plus les deux faisceaux SA, SM de la figure 261 sont près d'être parallèles. Pour économiser l'espace, un dispositif très commode consiste à avoir pour signal une petite fente située au foyer principal d'une large lentille placée entre la fente et le miroir ; les rayonsl umineux qui divergent de la fente et tombent sur la lentille en sortent à l'état de rayons parallèles et équivalent à un signal placé à une distance infinie de

l'instrument. La fente peut être éclairée par une lampe placée derrière elle.

Au moyen du goniomètre à réflexion on peut mesurer avec une exactitude parfaite les angles même des cristaux les plus petits, pourvu que leurs faces soient suffisamment unies et brillantes pour réfléchir le signal.

Goniomètre-télescope. — Pour une plus grande commodité et pour un travail plus fini sur de très bons cristaux, on a fait des goniomètres dans lesquels le cercle est horizontal et son axe vertical. Le signal est une petite fente éclairée par une lampe et placée au foyer d'une lentille qui est située près du cristal ; la lentille et la fente constituent un *collimateur*. Le miroir est supprimé et les observations sont faites au moyen d'un télescope muni de fils en croix dans l'oculaire; chaque face est alors réglée de manière que l'image de la fente du collimateur réfléchie par la face coïncide exactement avec les fils croisés du télescope. Une forme commode de fente est celle de la figure 264, qui représente l'image réfléchie du signal vue dans le télescope et ajustée sur les fils en croix.


Fig. 264. — Signal.

Au moyen d'une lentille auxiliaire placée en tête de l'objectif, le télescope peut être converti en microscope et le cristal peut être mis au point et examiné.

Dans la figure 265, le tube de gauche est le collimateur et celui de droite le télescope d'observation; des trois têtes molettées placées à la partie inférieure de l'instrument, la plus basse sert à élever ou à abaisser le porteur du cristal, la suivante à faire tourner le porteur pendant la mise au point, et la plus élevée à faire tourner le disque gradué pendant les mesures.

On lit les divisions de l'échelle au moyen d'une petite loupe indiquée dans la figure.

Le télescope est représenté avec la lentille auxiliaire placée devant l'objectif en vue d'examiner le cristal. En déplaçant en arrière la barre glissante qui porte cette lentille, une autre lentille est amenée en tête de l'oculaire; elle sert à identifier la facette qui réfléchit l'image vue dans le télescope, car lorsque la lentille est tout près de l'oculaire, on voit l'image et quand on la retire graduellement de l'oculaire, la facette devient visible.

Le goniomètre-télescope peut aussi servir comme spectromètre, pour mesurer les indices de réfraction d'un minéral au moyen d'un prisme de réfraction.

Goniomètre théodolite. — Dans cet instrument, dont l'usage se répand rapidement, le porteur du cristal est monté sur un disque ver-

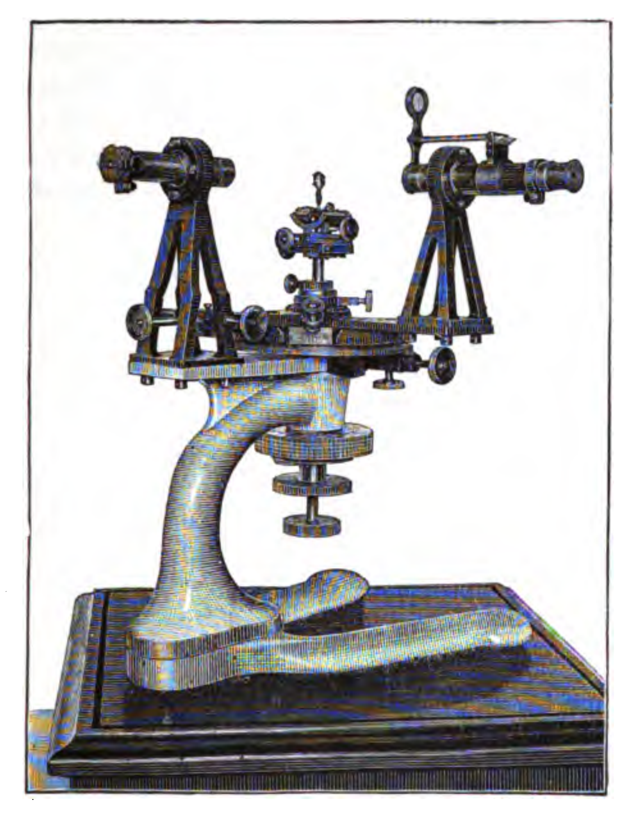


Fig. 265. — Goniomètre-Télescope.

tical, comme dans la figure 262, qui est lui-même monté sur un goniomètre, comme dans la figure 265. Il n'est plus alors nécessaire de remettre le cristal au point pour chaque zone; mais on prend deux lectures pour chaque face, une sur chaque cercle, et la plus grande partie du cristal est mesurée sans l'enlever de son support.

Goniomètre à trois cercles. — Cet instrument possède un troisième disque, de manière que chaque zone peut être mise au point par deux d'entre eux, et mesurée par le troisième, sans bouger le cristal.

D'après ce qu'on a dit plus haut, il est évident que la ***symétrie*** de l'image réfléchie indiquera souvent la symétrie des faces. Des faces voisines, soit produites par le développement naturel du cristal, soit déterminées par une corrosion subséquente, donneront des images multiples. Une face perpendiculaire à un axe de symétrie trigonale donnera donc en général une étoile à trois rayons, si le signal est petit; une autre perpendiculaire à un axe de symétrie tétragonale donnera une réflexion en forme d'étoile à quatre rayons. Il est donc extrêmement important de noter le caractère de l'image fournie par chaque face d'un cristal, en ayant égard à la fois à sa netteté et à sa symétrie. On doit attacher plus d'importance aux images simples bien nettement définies qu'aux images multiples ou à celles qui sont brouillées.

CHAPITRE V

PROPRIÉTÉS PHYSIQUES CARACTÉRISTIQUES DES CRISTAUX

SUR LA RELATION ENTRE LES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES ET LA FORME

Au point de vue physique un cristal est bien différent de la substance non cristallisée, exactement comme un régiment est une chose bien différente d'une foule d'hommes; la matière est la même, mais elle est arrangée d'une manière différente. Quand un cristal est soumis à une action physique quelconque, les effets dépendent non seulement de la grandeur et de la nature de l'action, mais encore de la direction suivant laquelle elle est appliquée.

Par exemple, le cristal peut être plus élastique dans une direction que dans une autre; sa manière d'être est par suite différente suivant la direction où l'on exerce une pression ou une flexion; ou encore l'action du cristal sur l'énergie radiante, telle que la lumière, est différente suivant la direction où la lumière est transmise; elle peut être plus opaque ou plus fortement colorée dans une direction que dans une autre; ou encore le cristal chauffé peut se dilater inégalement dans des directions différentes, ce qui montre que sa manière d'être est différente dans des directions différentes, quand il est uniformément soumis à la même action. Ces faits indiquent un certain arrangement régulier des particules, grâce auquel les propriétés du cristal suivant des lignes parallèles quelconques de particules sont constantes, mais diffèrent de celles d'autres lignes de particules inclinées sur les premières, exactement comme dans un carré militaire la disposition des hommes est la même suivant des lignes parallèles, mais différente suivant des directions différentes.

La forme externe du cristal est sans nul doute due aussi à l'arrangement interne de ses particules, et nous avons trouvé que la forme externe est gouvernée par certaines lois simples de symétrie, d'après lesquelles certaines parties du cristal sont répétées et certaines directions dans le cristal sont semblables entre elles.

Il n'est donc pas surprenant de trouver que les mêmes lois générales de symétrie gouvernent les caractères physiques. Nous avons déjà vu que c'est le cas pour la cohésion, en tant qu'indiquée par la propriété de clivage. Lorsque le clivage se produit suivant un plan quelconque, il peut aussi s'obtenir avec une égale facilité suivant tous les plans appartenant à la même *forme*; c'est-à-dire que les directions de moindre cohésion sont des directions symétriques dans le cristal et qu'elles se répètent par rapport aux plans de symétrie et autour des axes de symétrie. Ceci est également vrai pour tous les caractères physiques.

Toutes les lignes dans le cristal, qui sont semblables dans le sens géométrique, sont aussi des lignes le long desquelles les caractères physiques sont les mêmes, et les plans et axes de symétrie sont des plans et des axes de symétrie à la fois pour les caractères géométriques et les caractères physiques.

Pour établir la vérité de cette loi extrêmement importante, on a fait beaucoup de mesures soignées de propriétés qui ont d'ailleurs peu de valeur pratique pour l'objet de la détermination des systèmes de minéraux ou l'identification des espèces; telles sont les mesures comparatives de l'élasticité, de la cohésion et de la dilatation des cristaux, de leur conductibilité pour la chaleur et l'électricité, de leurs propriétés magnétiques et de leurs constantes diélectriques; ici nous laisserons la plupart d'entre elles de côté, comme appartenant plus proprement à la cristallographie physique.

Une classe de caractères en particulier est de la plus grande importance théorique, et elle est en même temps d'une application si facile qu'elle est devenue l'un des moyens les plus subtils et cependant les plus faciles pour déterminer la symétrie des cristaux et identifier les espèces, même quand on n'a pas à sa disposition leurs formes cristallines; c'est le groupe des phénomènes connus sous le nom de ***caractères optiques***, qui mérite une étude détaillée de la part de toute personne qui étudie la minéralogie.

Avant de décrire les caractères optiques, nous pouvons faire ressortir la connection entre la symétrie de forme et la structure, en nous référant rapidement à certaines expériences sur l'élasticité, la cohésion et quelques autres propriétés des cristaux.

1. **Élasticité.** — L'élasticité d'une substance suivant une direction quelconque se détermine par l'allongement produit dans une barre de longueur connue et d'aire transversale égale à l'unité sous l'action

d'une force connue, la barre ayant été coupée de manière que sa longueur coïncide avec la direction en question.

On a fait des expériences sur des cristaux pour déterminer l'élasticité au moyen de la flexion produite dans une plaque de dimensions données sous l'action d'un poids donné. A cet effet une plaque, taillée dans un cristal suivant une direction donnée, est supportée par deux arêtes de couteau, dont la distance de l'une à l'autre peut être mesurée exactement; la longueur, la largeur et l'épaisseur de la plaque sont déterminées par des mesures microscopiques; elle est alors soumise à l'action d'un poids suspendu à l'arête d'un couteau qui repose sur la plaque à moitié distance entre les supports. La quantité dont la plaque s'est courbée est mesurée par des moyens délicats mécaniques ou optiques, et à l'aide de ces données on peut calculer le *coefficient d'élasticité*.

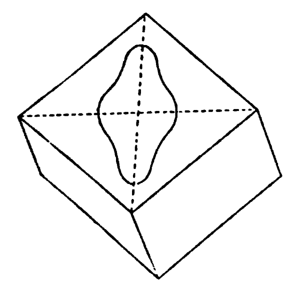


Fig. 266. — Calcite, courbe d'élasticité.

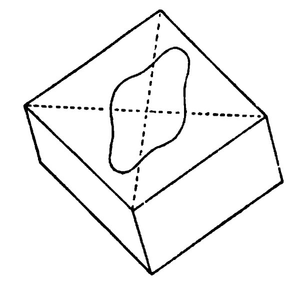


Fig. 267. — Dolomie, courbe d'élasticité.

Des expériences de cette nature ont été faites sur des cristaux appartenant aux systèmes cubiques, hexagonaux et orthorhombiques; elles ont montré que l'élasticité est toujours la même suivant des directions qui sont symétriques les unes aux autres en ayant égard aux plans de symétrie de ces systèmes.

Si d'un point en dedans d'un cristal on mène des lignes dans toutes les directions, chaque ligne représentant par sa longueur l'élasticité suivant sa propre direction, leurs extrémités formeraient une surface d'élasticité, et l'on trouverait que celle-ci a les mêmes plans de symétrie que le cristal lui-même. Des lignes menées de la même manière dans un plan, par exemple une face d'un cristal, donneraient une courbe d'élasticité caractéristique pour cette face.

On a fait des expériences comparatives sur la calcite et la dolomie, et les figures 266, 267 ci-jointes représentent les courbes d'élasticité appartenant à une face de rhomboèdre de chacune; la première est symétrique par rapport à la courte diagonale de la face et indique que

le cristal a la symétrie complète de la classe de la calcite; mais la dernière n'a pas ce plan de symétrie et indique que la dolomie appartient à la classe de la dioptase : c'est un fait que les mesures goniométriques avaient fait soupçonner, mais qu'il était difficile de prouver par ce seul moyen.

Quand il a été seulement nécessaire de comparer l'élasticité suivant des directions différentes sans la *mesurer* effectivement suivant une direction quelconque, on a eu recours à d'autres moyens.

Ainsi la note produite par une verge qui vibre dépend principalement de la direction de la verge. Des barres de mêmes dimensions, taillées dans du cristal de roche suivant des directions différentes, ayant été fixées à une extrémité et mises en vibration, on a trouvé qu'elles donnaient des notes différentes; mais dans ce cas, comme dans tous les autres, des barres taillées suivant des directions qui sont semblables dans le cristal, donneront la même note parce qu'elles ont la même élasticité.

2. **Cohésion.** — Cette propriété a été suffisamment mise en évidence plus haut par le clivage des cristaux. S'il existe un clivage parallèle à une face, il se produit aussi, et avec une égale facilité, parallèlement à toutes les faces de la forme à laquelle cette face appartient.

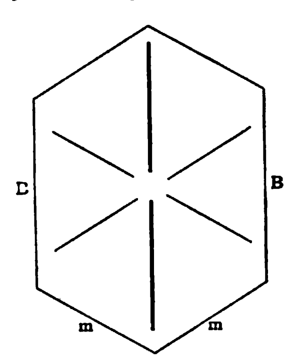


Fig. 268. — Mica, figure de percussion.

Ceci montre que les surfaces planes de cohésion minima sont parallèles au travers du cristal et sont répétées par rapport à tous les plans de symétrie.

Les figures de percussion (*Schlagfiguren*) sont alliées de très près au clivage et sont évidemment un résultat de la différence de cohésion suivant des directions différentes. Si l'on frappe un cristal avec une pointe aiguë, il se produit un enfoncement d'où certaines lignes irradient; ce sont des lignes de facile séparation dans le cristal et il est possible qu'elles correspondent à des clivages; on peut quelquefois les obtenir quand on ne peut pas produire de clivages qui leur soient parallèles et elles donnent un aperçu plus complet de la symétrie.

Si l'on frappe verticalement une face de clivage de mica d'un coup sec avec un poinçon pointu, il se produit une étoile à six rayons qui déterminent trois directions dans la face.

Les cristaux de mica sont hexagonaux en apparence, mais un des rayons de percussion est bien mieux défini que les deux autres et peut facilement se distinguer d'eux (fig. 268).

Les plaques hexagonales sont en réalité monocliniques et sont une combinaison du prisme (*m*) et du clino-pinacoïde (B), terminée par le clivage basal; leur plan de symétrie doit donc être parallèle à une paire d'arêtes de l'hexagone. Le rayon plus défini de la figure de percussion indique la direction du plan de symétrie; sans cela il pourrait être impossible de dire à laquelle des arêtes hexagonales le plan de symétrie (clino-pinacoïde) est parallèle.

Dans le cas du mica les fentes produites en plaçant une plaque de clivage sur une surface élastique et en pressant dessus avec un instrument émoussé, ce qu'on appelle les « figures de pression » (*Druckfiguren*) ne sont pas les mêmes que la figure de percussion produite par un coup à l'aide d'une pointe, mais sont perpendiculaires aux arêtes de la plaque (fig. 268), en formant ainsi une seconde étoile à six rayons; mais celle-ci, comme la première, est symétrique au plan B.

Quelques-unes des figures de percussion et de pression correspondent sans doute à des plans de glissement qui ne sont pas (comme c'était le cas avec la calcite) nécessairement des plans de mâcles secondaires.

3. **Dureté**. — Ce caractère, bien que n'étant pas susceptible d'une mesure absolue, peut être comparé suivant des directions différentes sur la même face d'un cristal ou même sur différentes faces de cristaux, au moyen d'un instrument appelé « le *scléromètre* ». Dans la forme primitive du scléromètre, le cristal était fixé sur un petit charriot avec la face en expérience en dessus; sur lui reposait un levier armé d'une pointe en diamant et chargé; le charriot était mis en mouvement au moyen d'un poids relié au charriot par un fil passant sur une poulie, et l'on augmentait graduellement le poids sur le levier jusqu'à ce qu'il fût juste suffisant pour produire une rayure visible.

Le cristal (monté sur une table tournante réglable sur son charriot) était alors tourné d'un petit angle dans son propre plan et l'opération était répétée dans la nouvelle direction. On mesurait de cette manière la *dureté* pour un certain nombre de directions successives dans la face du cristal; le moindre poids nécessaire pour produire une rayure visible étant pris comme une mesure de la dureté dans chaque direction. Si maintenant à partir d'un point dans une face on mène des lignes dont la longueur représente la dureté suivant la direction de ces

lignes, leurs extrémités traceront la *courbe de dureté* caractéristique de cette face. On trouve que celle-ci, comme la courbe d'élasticité, est une courbe symétrique, ayant les mêmes plans de symétrie que le cristal ; les courbes de dureté pour les faces du cube et de l'octaèdre respectivement du spath fluor sont indiquées dans la figure 269 ci-jointe. Sur la face du cube, qui est coupée à angles droits par quatre pans de symétrie, la courbe a la symétrie tétragonale; tandis que sur la face de l'octaèdre, dont la normale est un axe de symétrie ditrigonale, la courbe possède aussi la symétrie ditrigonale.

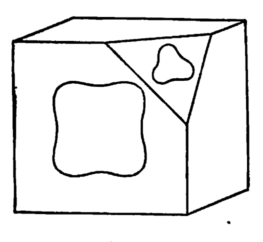


Fig. 269.

Il est évidemment difficile d'estimer avec précision le poids exact pour lequel la rayure devient visible.

Une méthode d'observation plus précise est celle de Pfaff, dans laquelle la pointe de diamant est chargée d'un poids constant suffisant, et le cristal est tiré d'un côté et de l'autre au-dessous d'elle un certain nombre de fois suivant une direction donnée. On estime alors la dureté suivant cette direction par la quantité de matière grattée sur la face durant cette opération; et celle-ci est mesurée par la perte de poids subie par le cristal, qui est pesé avant et après chaque opération.

La perte de poids étant supposée inversement proportionnelle à la *dureté*, on mène à partir d'un point, comme plus haut des lignes indiquant par leur longueur la dureté suivant chaque direction; on trouve que la courbe obtenue en réunissant toutes leurs extrémités possède la symétrie géométrique de la face sur laquelle les observations sont faites. Il est quelque peu difficile de dire ce qu'on entend exactement par *dureté*. Dans toutes les expériences ci-dessus, la qualité estimée est plutôt la *susceptibilité à la rayure*. Dans quelques expériences faites par Auerbach, la dureté était déterminée comme la résistance opposée par le cristal à une surface sphérique pressée contre lui, chargée jusqu'à ce que l'élasticité du cristal soit surmontée, c'est-à-dire jusqu'à ce que des fentes se soient développées au contact, ou qu'il se soit produit une impression permanente.

4. **Figures de corrosion**. — Une autre méthode extrêmement importante pour rechercher la symétrie d'un cristal et qui (comme le clivage et la susceptibité à la rayure) peut être regardée comme basée sur des différences de cohésion est la gravure ou la corrosion produite par un dissolvant.

Quand un cristal est attaqué par un dissolvant, eau, acide, vapeur ou gaz, qui est capable de le dissoudre, la première action du dissolvant est non seulement de dissoudre les parties saillantes de manière à arrondir les sommets et les arêtes, mais aussi (et quelquefois même avant que cette action se produise) les faces elles-mêmes sont attaquées; l'action de dissolution ne marche pas uniformément sur la totalité de chaque face mais commence en différents points et se continue plus facilement suivant certaines directions que d'autres, avec ce résultat que la face devient couverte de figures régulières de taille microscopique gravées par le dissolvant.

Ces figures sont habituellement des dépressions peu profondes; leurs côtés sont de minuscules facettes légèrement inclinées sur la face sur laquelle les figures sont gravées. Ces petites faces gravées sont par le fait des faces voisines; elles appartiennent généralement à des formes différentes de celles auxquelles appartiennent les faces du cristal, et pour la plupart à des formes qui ne sont pas perpendiculaires à des plans et à des axes de symétrie, comme c'est souvent le cas pour les faces naturelles d'un cristal.

C'est pour cette raison que ces figures de corrosion sont de la plus grande valeur possible pour indiquer la véritable symétrie d'un minéral.

Par exemple un rhomboèdre de clivage de calcite, immergé dans de l'acide chlorhydrique dilué, se recouvre des petites excavations indiquées dans la figure 270. Elles sont en accord complet avec la supposition que le cristal possède trois plans de symétrie; car chaque petite figure gravée possède une ligne de symétrie parallèle à la plus courte diagonale de la face du rhomboèdre, indiquant par là qu'un plan de symétrie coupe cette face perpendiculairement.

D'autre part, sur un rhomboèdre de clivage de dolomie, les figures gravées sont asymétriques comme contour (fig. 271) ce qui indique qu'il n'y a pas de plan de symétrie perpendiculaire à la face de rhomboèdre.

En interprétant les figures de corrosion sur un cristal quelconque, on doit avoir présent à l'esprit, non seulement que la forme de la figure gravée sur chaque face indique la symétrie de cette face, mais aussi que toutes les faces sur lesquelles la même figure est gravée doivent appartenir à la même forme.

Or les figures sur les trois faces supérieures du rhomboèdre de la figure 271 sont semblables et énantimorphes avec celles des trois faces inférieures. Le cristal possède donc un axe alternant de symétrie hexagonal. Par suite, tandis que la calcite est dihexagonale, la dolomie est

hexagonale et appartient à la classe de la dioptase ; cette conclusion est pleinement confirmée par les autres faces du rhomboèdre (telles que s dans la figure 187), qui se montre occasionnellement, bien que rarement sur les cristaux naturels de dolomie. Les combinaisons ordinaires ne permettent pas de distinguer ce minéral d'un autre qui a la symétrie dihexagonale de la calcite. En se reportant aux figures 266 et 267, on voit que les preuves fournies par les figures gravées sont précisément les mêmes que celles de figures d'élasticité.

La valeur des expériences de corrosion ressort bien du cas de deux minéraux qui cristallisent en prismes hexagonaux. Un prisme hexa-

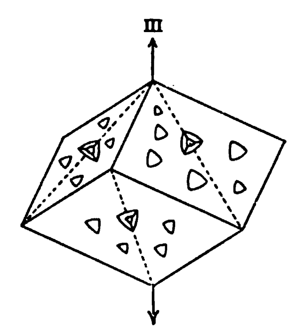


Fig. 270. — Calcite ; figure gravée avec HCl.

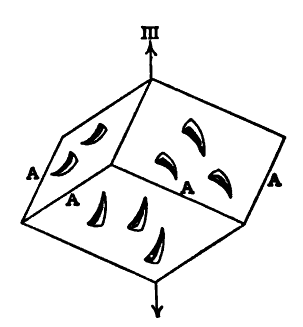


Fig. 271. — Dolomie gravée avec HCl.

gonal, terminé par le pinacoïde basal, peut appartenir à peu près à une classe quelconque du système hexagonal. Un pareil prisme de calcite, gravé à l'acide chlorhydrique, donne les figures indiquées dans la figure 272. Les triangles équilatéraux sur le plan basal montrent que cette face est perpendiculaire à un axe de symétrie au moins trigonale. Les figures incurvées semblables sur chacune des faces du prisme montrent clairement :

1° Que les six faces du prisme appartiennent à la même forme ;

2° Que chacune est perpendiculaire à un plan vertical de symétrie ;

3° Que les axes de symétrie digonale émergent au travers des sommets du prisme, mais non perpendiculairement aux faces du prisme.

Le cristal doit donc appartenir à la classe possédant trois plans de symétrie qui se coupent suivant un axe de symétrie dihexagonale alternante et c'est le prisme du premier ordre $\{2\bar{1}\bar{1}\}$. Les figures sur les faces adjacentes du prisme étant interverties les unes par rapport aux autres, chaque face doit dériver de sa voisine par une répétition autour d'un axe hexagonal de symétrie, combinée avec une réflexion par rapport à un plan.

Un prisme semblable d'apatite, gravé à l'acide chlorhydrique, révèle les figures de la figure 273. Ici les figures sur chaque face du prisme sont semblables et non interverties ; elles ne peuvent donc s'obtenir les unes les autres que par répétition, autour d'uu axe vertical de symétrie hexagonale. De plus les figures, contrairement à celles de la calcite, sont semblables à leurs extrémités supérieures et intérieures ; par suite le cristal possède aussi un plan équatorial de symétrie perpendiculaire à l'axe hexagonal, comme le montre la fiugre.

On a l'habitude de distinguer les faces qui sont produites par corro-

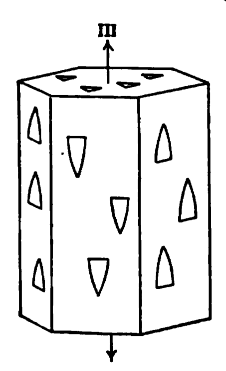


Fig. 272. — Calcite gravée à l'acide HCl.

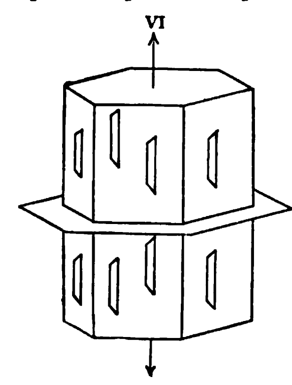


Fig. 273. — Apatite gravée à l'acide HCl.

sion sur les sommets et les arêtes d'un cristal sous le nom de *figures de prérosion* tandis que le terme de faces gravées ou corrodées est réservé pour les plans minuscules qui forment les côtés des figures gravées.

Une étude plus attentive des figures gravées sur divers minéraux montre qu'elles sont de deux sortes : quelques-unes des faces du cristal se recouvrent de dépressions minuscules ou puits, les autres de minuscules surélévations ou collines ; les dernières en réalité sont dues à la production de puits si larges et si nombreux que la face est presque complètement corrodée et les espaces intermédiaires constituent les collines. Par suite ces faces du cristal qui sont gravées en collines sont précisément les faces qui opposent la moindre résistance à l'action du dissolvant et qui sont le plus rapidement corrodées.

L'opération tout entière peut être décrite comme la production de plans qui sont très voisins mais non coïncidents avec certaines formes simples et qui occupent des positions variables dans certaines zones simples ; en d'autres termes ce sont des plans voisins.

La magnétite gravée avec les acides donne des puits triangulaires sur les faces de l'octaèdre, des puits rectangulaires sur le dodécaèdre

et des collines carrées sur le cube (fig. 274). Toutes ces figures sont limitées par des facettes minuscules dans les zones des arêtes de l'octaèdre, pour la plupart du trioctaèdre ; elles sont quelquefois les mêmes sur les diverses faces du cristal et réfléchissent dans la même direction la lumière d'une flamme éloignée, en donnant au cristal un aspect drusique. Alors la corrosion de la magnétite consiste simplement dans la production de faces gravées, qui sont principalement celles du trioctaèdre et par suite remplaceraient les arêtes entre l'octaèdre et le dodécaèdre ; les puits sur les faces de l'octaèdre et du dodécaèdre et les pyramides sur les faces du cube sont bornées par des facettes de ces formes.

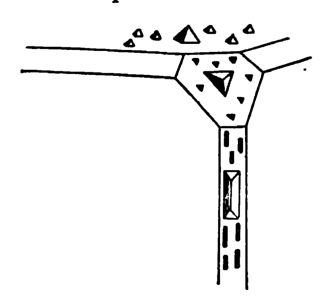


Fig. 274. — Gravure de la magnétite.

Les faces gravées paraissent être des plans ayant des indices qui sont rationnels, quoique pas simples en général. La probabilité qu'elles obéissent à la loi des indices rationnels est suggérée par ce fait qu'elles se trouvent toujours dans certaines zones bien définies du cristal ; à cet égard elles ressemblent aux faces voisines décrites à la page 112.

Il existe encore une autre manière d'étudier l'action des dissolvants. Un cristal est taillé sous la forme d'une sphère et immergé dans le dissolvant. Après avoir été soumis à son action pendant quelque temps, la forme de la sphère se sera altérée et le montant exact de la corrosion qui s'est opérée suivant des directions différentes peut être reconnu par la mesure exacte des différents diamètres ; ou bien encore on se sert d'un cylindre dont l'axe est parallèle à celui d'une zone donnée dans le cristal, de manière que les proportions relatives de la corrosion dans des directions perpendiculaires aux diverses faces de la zone peuvent être mesurées par la diminution, de différents diamètres du cylindre.

On a démontré de cette manière que les directions suivant lesquelles la plus grande corrosion s'est manifestée sont à peu près perpendiculaires aux faces sur lesquelles des collines gravées se sont produites, et que les faces où a eu lieu la moindre corrosion sont à peu près perpendiculaires aux faces sur lesquelles se sont formés des puits et de plus que, pendant la corrosion d'une sphère, il se développe des surfaces plus ou moins planes qui sont parallèles aux faces du cristal. Ces plans sont généralement quelque peu arrondis, mais ils sont approximativement parallèles aux petites facettes qui forment les côtés des puits et des collines sur un cristal corrodé.

La forme des figures gravées et les indices des faces produites dépendent toutes les deux de la nature et de la concentration du dissolvant. Les faces du rhomboèdre }100{ de la calcite, gravées à l'acide chlorhydrique donnent les figures représentées dans les figures 270 et 275 (*a*) ; traitées à l'acide sulfurique elles sont gravées comme l'indique la figure 275 (*b*).

Des expériences faites avec de l'acide chlorhydrique sur des cylindres de calcite indiquent qu'avec un dissolvant plus concentré les faces

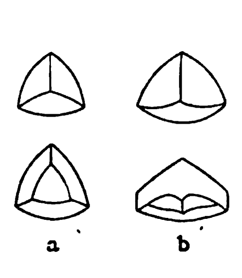


Fig. 275. — Calcite gravée (*a*) à l'acide chlorhydrique ; (*b*) à l'acide sulfurique.

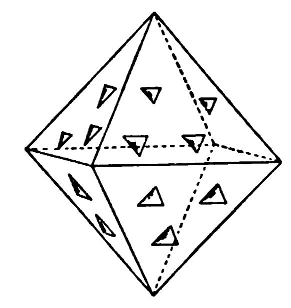


Fig. 276. — Diamant, gravure naturelle.

gravées se produisent plus facilement et avec une plus grande perfection qu'avec l'acide dilué.

Les figures gravées ne sont pas seulement produites par des moyens artificiels, mais elles se rencontrent souvent dans les minéraux comme résultat de la corrosion par des dissolvants naturels (tels que l'acide carbonique, ou l'eau agissant à haute pression et à température élevée) qui jouent un rôle si important dans les changements qui se produisent dans la croûte de la terre.

On trouve souvent les plus belles figures triangulaires sur les faces naturelles de l'octaèdre du diamant et l'on suppose qu'elles sont de cette nature (fig. 276).

On se procure des figures précisément semblables sur l'alun en passant tout simplement un linge mouillé sur la surface d'un octaèdre de cette substance. Ce sont de petits puits dont les côtés en pente sont des facettes appartenant à un trioctaèdre aplati comme les faces voisines citées à la page 114. Ici un octaèdre d'alun donnera toujours une figure lumineuse triangulaire (p. 114) que ce soit la surface naturelle ou une surface gravée, puisque dans l'un et l'autre cas des facettes d'un trioctaèdre aplati sont présentes.

5. **Pyro-électricité.** — Une remarquable propriété de certains cristaux

est tout particulièrement caractéristique pour ceux qui possèdent des axes polaires de symétrie, et elle peut être observée très facilement sur la tourmaline.

Si l'on chauffe un cristal de tourmaline, on trouve que, tant que la température s'élève, une extrémité (à savoir la partie inférieure de la fig. 184) devient électrisée négativement et l'autre extrémité positivement.

La tourmaline n'étant pas un conducteur, ces électrisations se montrent comme charges statiques sur les deux bouts. Pendant que le cristal se refroidit, leur nature est renversée, la charge positive apparaît à la partie inférieure et la négative à la partie supérieure de la figure 184. Une ingénieuse méthode pour observer ces différences a été imaginée par Kundt; un mélange de plomb rouge et de soufre en poudre fine est saupoudré ou soufflé au moyen d'un tube ou répandu au moyen d'un petit tamis de fine mousseline sur le cristal; pendant leur passage à travers le tamis les particules s'électrisent par frottement mutuel, le soufre négativement et le plomb rouge positivement; le premier est alors attiré vers les parties du cristal qui sont chargées d'électricité positive, et le plomb rouge vers celles qui sont chargées d'électricité négative. Ainsi dans le cristal de tourmaline de la figure 184, pendant que la température s'abaisse, la partie inférieure se recouvre de soufre jaune et la partie supérieure de plomb rouge, de telle sorte que les deux régions sont manifestes à l'œil.

On dit qu'un pareil cristal présente de la pyro-électricité. Les deux extrémités sont appelées *analogue* et *antilogue;* l'extrémité analogue est celle où la nature du changement est analogue au changement de température, l'addition de chaleur produisant une charge positive et la diminution une négative. Ainsi la partie supérieure de la figure 184 est celle où le refroidissement produit une charge négative, c'est par suite le pôle analogue. On trouvera généralement que l'extrémité la plus aiguë d'une tourmaline est le pôle antilogue et la plus obtuse le pôle analogue.

Le silicate de zinc, l'hémimorphite de la figure 231, possède la même propriété de pyro-électricité à un degré marqué; on la connaît souvent sous le nom de *calamine électrique*.

Ces deux minéraux sont polaires, c'est-à-dire, comme on l'a expliqué plus haut (p. 52) ils possèdent un axe principal de symétrie qui est géométriquement dissemblable à ses deux extrémités, il a un certain caractère polaire. En conséquence, suivant sa direction, la propriété physique d'électrification est aussi de nature polaire. Des cristaux de

ce genre ne sont qu'un cas particulier de la classe plus générale qui comprend tous les cristaux dépourvus de centro-symétrie ; dans un cristal quelconque de ce genre, il existe certaines directions qui sont polaires par caractère, bien qu'il puisse y avoir d'autres directions qui ne soient pas polaires ; certaines lignes seront des directions suivant lesquelles le cristal montre de la pyro-électricité, s'il est non conducteur ; le long des directions qui ne sont pas polaires, il ne montrera pas de caractère pyro-électrique. Par suite, dans de pareils cristaux, si on les saupoudre de la poudre mélangée pendant une élévation ou un abaissement de température, certaines partiès se recouvriront de plomb rouge et les parties opposées de soufre ; et la méthode de Kundt nous permet d'explorer en même temps la surface tout entière du cristal.

Un cristal simple de quartz devient électrisé positivement (jaune) sur trois arêtes alternes du prisme et de la pyramide, et négativement (rouge), sur les arêtes restantes.

Ceci indique que les axes de symétrie horizontaux dans un cristal de quartz sont polaires ; d'autre part l'axe vertical de symétrie trigonale n'est pas dissemblable à ses deux extrémités ; les sommets supérieurs et inférieurs du cristal sont semblables, et le cristal ne révèle pas de pyro-électricité suivant cette direction. A la réflexion il est évident que l'existence des axes horizontaux de symétrie empêche toute polarité sur l'axe vertical, puisque les deux extrémités de ce dernier sont interchangeables par une rotation autour d'eux.

Encore, un cristal de boracite (fig. 80) deviendra rouge sur quatre de ses sommets, correspondants à un tétraèdre, et jaune sur les quatre sommets restants, qui correspondent au tétraèdre supplémentaire.

Toutes les observations qui précèdent conduisent au même résultat général que les propriétés physiques d'un cristal obéissent aux lois de la symétrie géométrique, en ce sens que toutes les parties d'un cristal qui sont géométriquement identiques, sont aussi douées des mêmes caractères physiques eu égard à l'élasticité, la cohésion, la solubilité et l'électrification. D'après cela on comprendra facilement qu'il y a toujours intérêt, si non nécessité, à confirmer les résultats des mesures goniométriques par l'application d'une ou plusieurs des épreuves indiquées ci-dessus. Parmi celles-ci, la corrosion et les propriétés pyroélectriques sont d'une application extrêmement facile et l'on ne devrait jamais les négliger.

Il existe aussi certaines autres propriétés physiques qui ont aussi la

plus grande valeur possible pour indiquer la symétrie du cristal, bien qu'elles ne servent pas à distinguer entre la présence ou l'absence de centro-symétrie. La conductibilité pour la chaleur, par exemple, est en général différente suivant des directions différentes dans un cristal, mais paraît être la même suivant des directions opposées. Des propriétés de ce genre peuvent suffire pour déterminer le *système* auquel un cristal appartient, mais ne peuvent pas définir sa position exacte parmi les trente-deux types.

Parmi les premières et les plus importantes de ces propriétés doivent être rangés les caractères optiques que nous allons maintenant considérer.

CHAPITRE VI

PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES CRISTAUX

1. Ondes de lumière. — Lorsque la lumière passe d'un point A à un autre point B dans un milieu uniforme, elle peut être regardée comme une perturbation qui voyage le long de la ligne AB, de même que l'onde qui peut être envoyée le long d'une corde en secouant une de ses extrémités, et la ligne AB est appelée un rayon lumineux.

Avant qu'une onde soit partie, les particules dont se compose la corde se trouvent au repos sur la droite AB, mais à un moment quelconque après que la perturbation s'est propagée le long de la ligne, les mêmes particules se trouvent sur une ligne d'onde comme dans la figure 277 ; chaque particule a voyagé à une certaine distance à droite ou à gauche de sa position primitive.

Lorsque dans la corde vibrante le déplacement atteint son maximum au point P, la particule qui se trouvait primitivement en O s'est déplacée vers P avec une vitesse qui diminue continuellement; alors étant tirée en arrière par ses voisines, elle arrive au repos et immédiatement commence à retourner vers O avec une vitesse continuellement croissante. La vitesse qu'elle acquiert la porte au delà de O jusqu'à un point R également éloigné, du côté opposé de la droite AB. A ce moment les particules primitivement sur la droite AB se trouvent sur la ligne d'onde de la figure 278. La particule revient alors en P, et l'oscillation se répète; chaque particule exécute des oscillations semblables et il se produit de cette manière une série d'ondes qui se chassent les unes les autres le long de la droite AB, bien que chaque particule ne vibre qu'en avant et en arrière perpendiculairement à AB. Quel que soit le changement d'état auquel soit dû la lumière, les principes du mouvement ondulatoire donnent une description géométrique très satisfaisante des phénomènes optiques.

On peut supposer que l'intensité d'une lumière quelconque dépend de l'étendue de la vibration, c'est-à-dire de la distance 2 OP ou de l'amplitude, l'intensité étant proportionnelle au carré de l'amplitude. On peut

supposer que la couleur de la lumière dépend de la distance entre les creux et les éminences successives de la ligne d'onde ; cette distance est appelée *longueur d'onde* et est désignée par λ. La position d'une particule quelconque et la direction suivant laquelle elle se meut à un moment quelconque définit la *phase* de l'onde en ce point.

En deux points, tels que A et S, qui sont séparés par l'intervalle λ, la

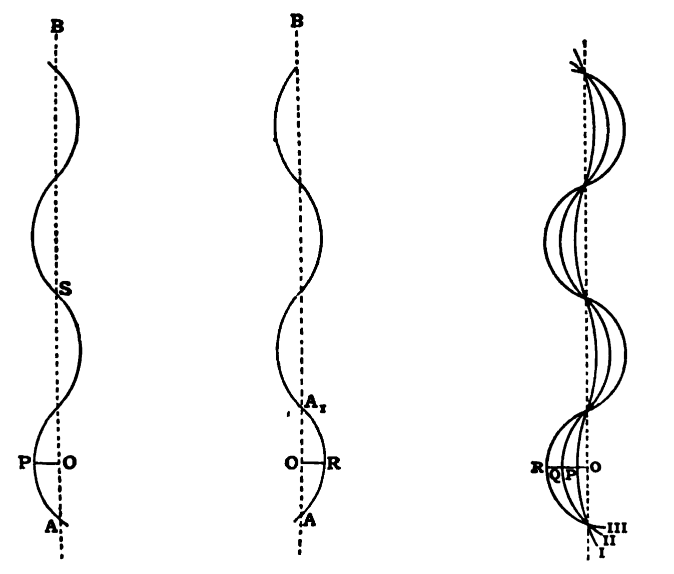


Fig. 277. Fig. 278.
Fig. 277, 278. — Différence de phases.

Fig. 279. — Résultante de deux ondes.

phase est la même. On dit que les ondes des figures 277 et 278 diffèrent d'une demi-longueur d'onde ou de $\frac{\lambda}{2}$, parce que l'une est précisément ce que serait l'autre si elle était déplacée le long de AB d'une distance $= \frac{\lambda}{2}$, de manière que A occupe la position A_1.

2. **Interférence**. — Lorsque deux ondes de la même longueur d'onde et dans la même phase, mais d'intensités différentes, voyagent le long de la même ligne à la même époque, une particule O sera affectée par les deux mouvements ondulatoires (fig. 279) ; si alors P est le point où il oscillerait en vertu d'une onde et Q celui où il oscillerait au même moment en vertu de l'autre, il se mouvra actuellement jusqu'en R, où $OR = OP + OQ$. Par suite l'effet réuni des deux ondes (I, II) produira une onde (III) de même phase et de même longueur d'onde mais d'intensité plus grande. La phase reste la même, car les creux et les éminences des ondes constituantes coïncident, de manière que les creux

et les éminences de l'onde résultant doivent aussi coïncider avec eux.

Une pareille combinaison d'ondes pour former de nouvelles ondes est appelée *interférence*.

Lorsque les deux ondes qui interfèrent diffèrent aussi en phase, non seulement l'amplitude mais aussi la phase de l'onde résultante seront modifiées.

Si maintenant les deux ondes sont égales en amplitude et en longueur d'onde mais diffèrent en phase de $\frac{\lambda}{2}$ comme dans les figures 277 et 278, il en résulte qu'une particule, telle que O, sera sollicitée au même moment de la même manière exactement mais dans des directions opposées, vers P et vers R, et que par suite elle doit rester en repos. Ceci est vrai pour tout point situé sur la droite AB ; les deux ondes se détruiront l'une l'autre, et, si l'analogie est complète, deux ondes lumineuses ayant entre elles cette relation doivent produire l'obscurité par leur action mutuelle. Si donc, par des moyens quelconques, on peut s'arranger pour que deux systèmes d'ondes précisément semblables en longueur d'onde, en amplitude et à tous autres égards, puissent différer d'une demi-longueur d'onde et se déplacer suivant la même droite, elles se détruiront l'une l'autre d'une manière complète.

On s'assure une complète identité des deux systèmes d'ondes en les dérivant simultanément de la même source de lumière.

Pour être de la même longueur d'onde, elles doivent être de la même couleur. La lumière blanche ordinaire se compose de lumières de diverses longueurs d'onde ; mais on peut obtenir une lumière monochromatique (ou lumière de longueur d'onde unique) en volatilisant certains composés métalliques. On produit une lumière jaune à peu près uniforme ou monochromatique (une *flamme du sodium*) en chauffant un sel quelconque de sodium dans la flamme d'une lampe à alcool ou dans un brûleur Bunsen. Les sels de thalium peuvent être employés pour fournir une lumière verte, les sels de litium donnent une lumière rouge.

Les longueurs d'onde correspondantes sont :

Lithium $\lambda = 0{,}000671$ mm.
Sodium $= 0{,}000589$ mm.
Thalium $= 0{,}000535$ mm.

Deux systèmes d'ondes ayant été dérivés d'une source de lumière monochromatique de ce genre, une méthode quelconque par laquelle on fera voyager l'une pendant un certain temps avec une vitesse moindre que celle de l'autre, ou parcourir une trajectoire plus longue,

de manière que, quand on les combine, elles diffèrent en phase de $\frac{\lambda}{2}$, peut être utilisée pour produire leur interférence totale. Une extinction mutuelle des deux se produira évidemment si elles diffèrent en phase, non seulement de $\frac{\lambda}{3}$, mais de $\frac{3\lambda}{2}$, $\frac{5\lambda}{2}$, ou d'un multiple impair de leur demi-longueur d'onde.

Nous allons maintenant examiner deux méthodes qui permettent d'obtenir ce résultat, l'une sans l'action d'un cristal, l'autre conduisant à des effets très semblables, mais due entièrement à l'action d'un cristal. La première est importante en tant qu'explication de la couleur et de l'aspect superficiel de beaucoup de minéraux; la seconde a une importance beaucoup plus grande, comme étant l'une des propriétés physiques les plus caractéristiques à l'aide de laquelle on peut identifier un minéral.

3. **Couleurs des plaques minces**. — Parmi les effets les plus familiers de l'interférence sont les couleurs des couches minces, telles que l'iri-

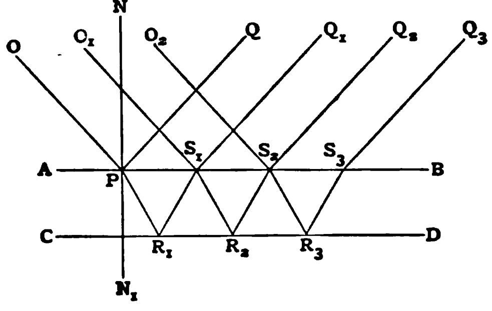


Fig. 280. — Action d'une plaque mince.

descence de l'acier trempé, qui est due à une mince couche d'oxyde, ou les teintes brillantes d'une bulle de savon, ou les bandes colorées visibles dans le verre ou autres substances transparentes, quand elles sont traversées par de fines fentes.

Tous les effets de ce genre sont connus sous le nom de *couleurs des plaques minces*.

Nous considérerons d'abord une couche mince entourée d'air, telle que la bulle de savon (fig. 280).

Soient AB, CD, les surfaces parallèles de la couche; considérons un rayon de lumière OP tombant en P ; il est en partie réfléchi à la surface et en partie réfracté dans la couche, soit NPN_1 la normale à la surface en P. Le rayon réfléchi prend alors la direction PQ, telle que l'angle de réflexion QPN soit égal à l'angle d'incidence $=$ OPN $= i$; le rayon

réfracté prend la direction PR_1 où $N_1PR_1 = r$, l'angle de réfraction ; soit V la vitesse dans l'air de la lumière incident, v sa vitesse dans la couche, alors $\frac{\text{Sin } i}{\text{Sin } r} = \frac{V}{v} = \mu$, l'indice de réfraction de la couche. Si la couche se compose d'eau entourée d'air, μ est alors environ 1,3.

Le rayon réfracté en rencontrant la seconde surface de la couche en R_1 est en partie réfléchi et en partie réfracté ; la portion réfléchie R_1S_1 a un angle d'incidence, et par suite un angle de réflexion, égal à r ; en conséquence il rencontrera de nouveau la première surface en S_1, avec un angle d'incidence r. Ici encore le rayon est en partie réfléchi et en partie réfracté.

L'angle d'émergence du rayon réfracté $S_1 Q_1$ se trouve comme d'habitude par la construction

$$\frac{\text{sinus de l'incidence en } S_1}{\text{sinus de la réfraction en } S_1} = \frac{\sin r}{\text{sinus de réfraction}} = \frac{v}{V} = \frac{\sin r}{\sin i}$$

comme plus haut. Donc i est l'angle d'émergence en S_1 et le rayon $S_1 Q_1$ est parallèle au rayon primitif réfléchi PQ.

Le rayon réfléchi dans la couche en S_1 se comporte à tous égards comme le rayon PR_1, auquel il est parallèle ; il est réfléchi en R_2, rencontre la première surface de nouveau en S_2 et il y est réfléchi suivant $S_2 R_3$ et réfracté suivant $S_2 Q_2$ parallèle à $S_1 Q_1$. Dans l'intérieur de la couche le rayon est toujours incliné de l'angle r sur la normale et en dehors de la couche de l'angle i.

Par suite le rayon incident OP donne naissance à une série de rayons qui émergent suivant des directions parallèles en $S_1 S_2 S_3$, etc., après avoir subi respectivement 1, 3, 5, etc., réflexions internes sur les surfaces de la couche.

Mais la lumière incidente n'étant pas nécessairement un rayon unique, mais un faisceau de rayons parallèles, un point quelconque tel que S_2 est un point d'où émerge seulement un rayon $O_1 S_1 R_2 S_2 Q_2$, qui a subi une réflexion dans la couche, mais aussi un rayon $O_2 S_2 Q_2$ qui a été réfléchi en S_2. De ces deux rayons le premier a voyagé une certaine distance dans l'air suivant $O_1 S_1$, et la distance $2\, S_1 R_2$ dans l'eau, tandis que le second a seulement voyagé le long de $O_2 S_2$ dans l'air avant qu'ils se rencontrent en S_2. Quand le premier rayon rencontre le second en S, ils se réunissent comme rayons de lumière coïncidents, ils se ressemblent à tous égards sauf en ce qu'ils ont parcouru des distances différentes dans l'air et dans l'eau et que le premier a éprouvé une réflexion *interne* tandis que le second a éprouvé une réflexion *externe*, et par conséquent ils différeront en phase.

Supposons que la lumière employée soit une lumière monochromatique de longueur d'onde λ ; la distance $2R_1 S_1$ dépend seulement de l'angle d'incidence de la lumière, de l'épaisseur de la couche et de son indice de réfraction. Si l'on emploie des couches d'épaisseurs différentes sans changer l'angle d'incidence, il sera possible de trouver une épaisseur pour laquelle la différence de phase soit exactement égale à $\frac{\lambda}{2}$. Dans ce cas les rayons interfèreront de manière à produire l'obscurité complète. Pour une épaisseur plus grande la différence totale de

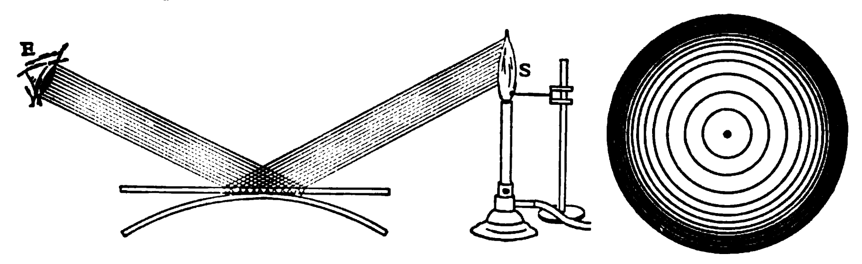


Fig. 231. Fig. 282.

Fig. 281, 282. — Anneaux de Newton.

phase peut être $\frac{3\lambda}{2}$, et il y aura encore interférence complète. Ce sera aussi le cas pour des épaisseurs successives, qui correspondent à une différence totale de phase de $\frac{5\lambda}{2}$, $\frac{7\lambda}{2}$, etc. ; avec des couches d'épaisseur intermédiaire, il y aura seulement interférence partielle et par conséquent la lumière ne sera pas complètement éteinte.

On peut observer ces changements, se produisant en ordre inverse dans une bulle de savon qui devient de plus en plus mince jusqu'à ce qu'elle se rompe. Une méthode plus commode consiste à se servir d'une couche permanente d'épaisseur graduellement variable, c'est-à-dire qui soit légèrement en forme de coin. L'expérience peut se faire en pressant une plaque de verre (une plaque de microscope) sur une lentille aplatie ou un verre de montre (fig. 281) en l'éclairant avec la lumière monochromatique jaune d'une flamme de sodium (S) et en l'examinant en lumière réfléchie oblique ; la couche d'air entre la plaque et le verre de montre varie d'épaisseur régulièrement et également suivant toutes les directions à partir du point de contact et a une épaisseur constante sur un cercle quelconque dont ce point est le centre.

On observera alors une série d'anneaux circulaires noirs et jaunes (fig. 282) dont le centre est occupé par un point noir correspondant à une couche qui n'a presque pas d'épaisseur. Ce point noir est dû à l'interférence de la lumière réfléchie superficiellement avec celle qui

est immédiatement réfléchie par la surface inférieure de la couche en ce point. Par le fait une réflexion interne produit une différence de phase de $\frac{\lambda}{2}$ par comparaison avec une réflexion externe et celle-ci doit être ajoutée à la différence de phase due à l'excès du parcours dans la couche sur celui dans le milieu extérieur. Le premier anneau noir est dû à l'extinction de la lumière qui a traversé une épaisseur de couche juste suffisante pour produire la différence de phase λ, qui ajoutée à celle qui est due à une réflexion intérieure, s'élève à $\frac{3\lambda}{2}$; le second est dû à une différence totale de phase de $\frac{5\lambda}{2}$; le troisième à $\frac{7\lambda}{2}$, etc. ; pour chacun de ces retards la lumière est éteinte.

Supposons maintenant qu'on n'emploie plus une lumière monochromatique, mais la lumière ordinaire ; on verra encore une série d'anneaux circulaires entourant le point de contact, mais ces anneaux seront maintenant brillamment colorés, comme les bandes de couleurs qu'on voit à la lumière du jour dans la couche de la bulle de savon considérée d'abord. Les anneaux produits dans cette expérience sont connus sous le nom d'anneaux de Newton ; la succession de couleur, qui a été étudiée pour la première fois par Newton, doit être examinée maintenant de plus près.

4. **Échelle de couleurs de Newton.** — La lumière blanche est un mélange de lumières de couleurs et de longueurs d'onde diverses. Elles voyagent avec des vitesses différentes et sont différemment réfractées ; de telle sorte que la lumière blanche peut être décomposée par réfraction à travers un prisme en les diverses couleurs du spectre ; allant depuis la lumière violette de la plus petite longueur d'onde et de la plus grande réfrangibilité, en passant par le bleu, le vert, le jaune et l'orangé jusqu'à la lumière rouge, qui a la plus grande longueur d'onde et la plus petite réfrangibilité. Quand on observe les anneaux d'interférence en lumière monochromatique bleue de petite longueur d'onde, les épaisseurs successives des couches qui correspondent à des différences de phase de $\frac{\lambda}{2}$, $\frac{3\lambda}{2}$, etc., sont plus petites que celles pour la lumière jaune, et celles-ci à leur tour plus petites que celles pour la lumière rouge ; par suite les anneaux vus en lumière bleue ne sont pas aussi larges que ceux vus en lumière jaune, et ces derniers pas aussi larges que ceux vus en lumière rouge.

Les anneaux de Newton, tels qu'on les voit à la lumière ordinaire du jour, sont simplement le résultat de la superposition des effets dus à la lumière des différentes couleurs, les anneaux serrés de lumière bleue

sur les anneaux plus larges de la lumière jaune et sur ceux encore plus larges de la lumière rouge, et l'effet résultant est une série d'anneaux colorés, qui se succèdent les uns aux autres dans un ordre récurrent.

Les anneaux apparaissent immédiatement autour du point de contact. A mesure qu'on presse la plaque contre le verre de montre, chaque bande de couleur s'élargit et voyage à partir du point de contact, et elle est remplacée par d'autres ; les couleurs se suivent les unes les autres dans l'ordre de la longueur d'onde décroissante. Près du centre le stratum d'air est si mince que les premières couleurs sont dues à des différences de phases dans la couche, qui sont égales seulement à une longueur d'onde des diverses lumières. Les couleurs qui succèdent sont dues à des différences de phase égales à deux longueurs d'onde, etc. Les couleurs de la première bande sont appelées les couleurs du premier ordre ; celles de la seconde bande les couleurs du second ordre et ainsi de suite, la transition de chaque couleur à celle qui est immédiatement plus élevée s'effectuant en passant du rouge au bleu. Les couleurs du premier ordre sont en partie effacées et faibles, celles du second ordre sont plus vives ; les ordres suivants deviennent plus confus et moins vifs jusqu'à ce qu'après le cinquième et sixième ordre le recouvrement des anneaux étroits produise un effet tellement mélangé que les couleurs se perdent entièrement et qu'il se produit de la lumière blanche, appelée *blanc des ordres supérieurs*. Ces anneaux sont à comparer avec ceux produits par un cristal uni-axe dans un microscope polarisant, décrits à la page 173, et auxquels ils ressemblent de très près.

Un œil exercé peut facilement faire la distinction entre les diverses couleurs des trois premiers ordres. Leur succession est la suivante :

PREMIER ORDRE	SECOND ORDRE	TROISIÈME ORDRE
Gris faible	Violet	Bleu clair
Blanc	Bleu foncé	Vert brillant
Jaune paille	Vert clair	Vert jaunâtre
Rouge foncé	Jaune clair	Rouge faible
	Rouge brillant.	

Les couleurs les plus en évidence sont le blanc, le jaune foncé et le rouge foncé du premier ordre ; le bleu, le jaune brillant et le rouge brillant du second, et le vert du troisième ordre. La région de couleur la plus brillante est celle comprise entre le jaune du premier et le bleu du second ordre.

Si l'on emploie une simple couche en forme de coin, par exemple la

couche d'air entre deux plaques de verre AB, CD (fig. 283) qui ont été collées ensemble et qu'on a légèrement séparées à l'extrémité CD, les couleurs ne sont plus des cercles, mais des bandes droites, comme dans la figure 284. Les couleurs et la succession des ordres néanmoins sont précisément les mêmes que plus haut. Cette série de bandes doit être comparée à celle que donne un coin de quartz dans le microscope polarisant, ainsi que cela est décrit à la page 205.

Un moyen quelconque, qui produira l'interférence de la lumière blanche, en augmentant continuellement les différences de phases,



Fig. 283. Fig. 284.

Fig. 283, 284. — Interférences produites par un coin mince.

donnera naissance à une série de couleurs semblables à celles de Newton ; car il conduit à l'extinction successive de toutes les lumières de longueurs d'onde différentes dans le même ordre de succession. Nous allons examiner brièvement un cas très important dans les phénomènes d'interférence produits par l'action de la *lumière polarisée*.

5. **Lumière polarisée plane.** — Une corde suspendue par une extrémité peut recevoir un tremblement ondulatoire suivant sa longueur de manières différentes, l'extrémité libre peut être secouée par un simple mouvement d'avant en arrière le long d'une droite, il se produira alors des ondes dans lesquelles toutes les oscillations s'effectueront dans un plan ; ou bien l'extrémité libre peut recevoir un mouvement circulaire ou irrégulier, des ondes qui peuvent avoir la même longueur d'onde et la même amplitude que précédemment pourront alors voyager le long de la corde, seulement avec cette différence que chaque particule n'oscille plus le long d'une droite, mais décrit un cercle, une ellipse ou une autre courbe autour de sa position primitive.

La lumière ordinaire peut être regardée comme des systèmes d'ondes de cette dernière espèce ; mais par des moyens appropriés il est facile d'obtenir une espèce particulière de lumière qui peut être regardée comme due à des oscillations dans un plan. Cette dernière est connue sous le nom de *lumière polarisée plane* et elle se distingue de la lumière ordinaire, entre autres propriétés, par les suivantes.

Supposons qu'une plaque de tourmaline, taillée parallèlement à l'axe principal du cristal de la figure 184 soit placée sur son trajet de manière

que la lumière qui tombe sur elle lui soit perpendiculaire ; si l'on fait tourner la plaque dans son propre plan, on trouvera que la lumière n'est complètement transmise que si les axes se trouvent dans une certaine position particulière et que, si la plaque est tournée à 90° de

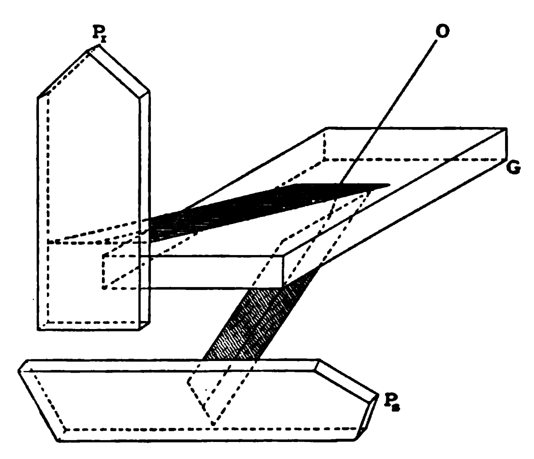


Fig. 285. — Examen de la lumière polarisée par un analyseur de tourmaline.

cette position, la lumière est complètement absorbée par le cristal. La lumière ordinaire, au contraire, est transmise également quelle que soit la position que puisse occuper l'axe de la tourmaline, quand on fait tourner la plaque dans son propre plan ?

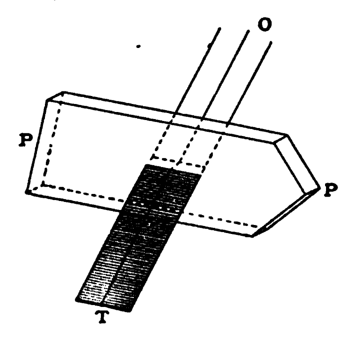


Fig. 286. — Polarisation par la tourmaline.

La lumière polarisée plane peut être produite de diverses manières. Si une lumière O tombe sur une surface G, de verre ordinaire sous un angle d'environ 56° (fig. 285), le faisceau réfléchi est polarisé en plan ; si on l'examine au moyen de la plaque de tourmaline, on trouve qu'elle est complètement absorbée si l'axe de la tourmaline se trouve dans le plan d'incidence, comme en P_1 de la figure 285, et qu'elle est complètement transmise si l'axe du cristal est perpendiculaire à cette direction.

La lumière réfractée à travers le verre est aussi polarisée, mais ses propriétés sont différentes de celles du rayon réfléchi ; car elle est complètement absorbée quand l'axe du cristal est *perpendiculaire* au plan d'incidence, comme dans P_2 de la figure 285.

Une autre manière d'obtenir de la lumière polarisée en plan consiste

à transmettre de la lumière ordinaire O à travers une pareille plaque de tourmaline taillée parallèlement à l'axe du cristal (fig. 286). La lumière transmise T se trouve posséder les propriétés de la lumière réfléchie par le verre placé de telle manière que le plan d'incidence soit perpendiculaire à l'axe de la tourmaline. Elle est alors dite polarisée dans ce plan.

Si l'on compare les propriétés de la lumière à celles d'un milieu qui vibre, les vibrations de la lumière polarisée peuvent être regardées comme s'effectuant probablement perpendiculairement au plan de polarisation.

Dans la lumière réfléchie par le verre, elles sont donç perpendiculaires au plan d'incidence; dans la lumière réfractée elles sont parallèles au plan d'incidence; dans la lumière qui a été transmise au travers de la plaque de tourmaline elles sont parallèles à l'axe principal.

Ces directions sont indiquées par les hachures dans les figures 285, 286.

En ayant présent à l'esprit que la conception de la lumière comme due à des vibrations de particules perpendiculaires au trajet de la lumière peut n'être rien de plus qu'une représentation géométrique de quelque changement récurrent qui ne soit pas réellement une vibration, nous pouvons continuer à parler d'un rayon lumineux comme dû à des vibrations de ce genre et d'un faisceau polarisé en plan comme dû à des vibrations perpendiculaires au plan de polarisation; et d'une tourmaline comme transmettant seulement les vibrations qui se produisent parallèlement à son axe comme dans la figure 286.

6. **Résolution et analyse de la lumière polarisée.** — Lorsque la lumière est transmise à travers un cristal de tourmaline (fig. 286), elle émerge polarisée en plan, les vibrations s'effectuant parallèlement à PP. Si l'on place par-dessus celui-ci un autre cristal de tourmaline, avec son axe AA perpendiculaire à l'axe PP de la première tourmaline (fig. 287), aucune lumière émergeant du premier cristal ne peut pénétrer dans le second, car ce dernier ne transmet que la lumière qui vibre parallèlement à AA; où les deux cristaux se recouvrent, il y aura obscurité. Si néanmoins on fait tourner le cristal inférieur jusqu'à ce qu'il soit parallèle au cristal supérieur, la lumière polarisée qui émerge du premier passera sans changement de caractère au travers du dernier. Supposons maintenant le cristal inférieur placé dans une position intermédiaire telle que P'P', (fig. 288). Une vibration qui transporterait une particule du milieu vibrant de O en R peut être supposée due à l'action simultanée de deux

vibrations, l'une qui la transporterait en M et l'autre en N. La vibration OR peut être *résolue* ou *décomposée* en deux vibrations composantes suivant les directions OM et ON de la figure 288 respectivement, exactement comme une force peut être résolue en forces composantes suivant deux directions perpendiculaires entre elles, et l'on peut étudier son effet en observant les effets séparés de ces deux composantes.

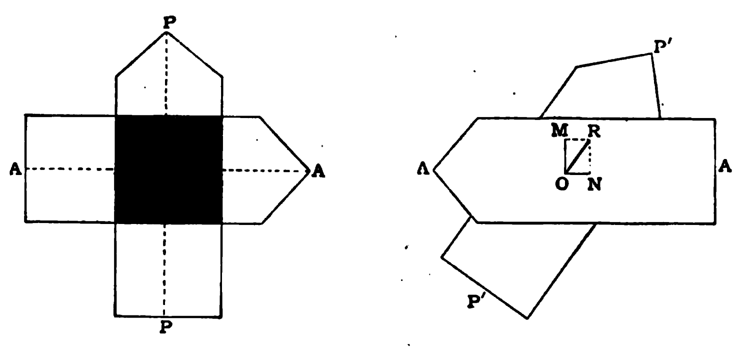


Fig. 287. — Tourmalines croisées. Fig. 288. — Tourmalines inclinées.

Or des deux composantes suivant lesquelles OR est supposé résolu, la composante suivant ON est complètement transmise par la seconde tourmaline, tandis que la composante suivante OM est complètement absorbée. Le résultat est que si un rayon polarisé en plan, vibrant suivant P'P' avec la demi amplitude OR, passe dans AA, il est transmis comme rayon polarisé avec la demi-amplitude ON. Au fur et à mesure que le cristal inférieur tourne de sa position P'P', vers la position PP, le cristal supérieur intercepte de plus en plus de lumière, jusqu'à l'absorber complètement quand cette dernière position est atteinte.

Un cristal de tourmaline, ou un autre système employé comme PP pour produire un faisceau de lumière polarisée en plan est appelé un *polariseur* et celui employé comme AA pour l'examiner est appelé un *analyseur*.

Lorsque leurs plans de polarisation sont à angle droit (et par suite leurs axes AA, PP), l'obscurité se produit et l'on dit que le polariseur et l'analyseur sont *croisés*.

7. **Action des cristaux sur la lumière.** — Lorsque la lumière entre dans un cristal, elle subit certaines modifications particulières qui sont très remarquables et donnent naissance aux effets les plus beaux; elles ont été étudiées minutieusement; elles ont constitué la base de la théorie ondulatoire de la lumière et elles se sont révélées subséquem-

ment comme l'un des moyens les plus subtils pour étudier la structure cristalline des cristaux transparents et par suite aussi pour identifier les espèces minérales.

Quand un rayon lumineux pénètre dans un cristal appartenant au système cubique, il est réfracté exactement comme il le serait en pénétrant dans un morceau de verre ou de toute autre substance amorphe, et le rayon réfracté obéit aux lois ordinaires de la réfraction; il se trouve donc dans le plan d'incidence, et, si i est l'angle d'incidence et r l'angle de réfraction, alors $\frac{\operatorname{Sin} i}{\operatorname{Sin} r}$ est l'indice de réfraction du cristal pour la lumière particulière employée et sa puissance réfractive est mesurée par cet indice. Un cristal cubique est d'après cela dit *monoréfringent* ou *optiquement isotrope*.

Mais quand un rayon lumineux pénètre dans un cristal appartenant à un autre système, il est généralement divisé en deux rayons réfractés dont aucun ne se trouve nécessairement dans le plan d'incidence. On dit que de pareils cristaux sont *doublement réfringents* ou *optiquement anisotropes*, et la divergence angulaire entre les deux rayons produits est différente pour les diverses substances et pour des directions différentes dans le même cristal.

Un cristal dont la double réfraction est forte peut produire une divergence angulaire assez grande pour qu'un objet examiné au travers de lui paraisse double; une image est produite par les rayons cheminant dans une direction et une seconde par les rayons voyageant suivant l'autre. Ce phénomène a été observé et étudié pour la première fois dans la variété de calcite claire et transparente connue sous le nom de *spath doublement réfringent* ou *spath d'Islande* qu'on trouvait en grandes masses à Eskifjördhr en Islande.

8. **Double réfraction du spath d'Islande.** — Si un rhomboèdre de spath d'Islande est placé au-dessus d'une tache noire sur une feuille de papier blanc (fig. 289, 290), la tache apparaîtra double (fig. 290, où le cristal repose sur une face parallèle à ZMEN). Des deux images, l'une (*o*) paraît occuper la position où elle serait vue à travers une plaque de verre ou d'une autre substance isotrope de même pouvoir réfringent; le rayon correspondant est donc réfracté suivant les lois ordinaires de la réfraction et est appelé le rayon *ordinaire;* l'autre image (*e*) se montre déplacée en s'éloignant du sommet Z du rhomboèdre dans un des plans de symétrie du cristal, c'est-à-dire suivant la plus courte diagonale ZE de la face du rhomboèdre. Même si le cristal est regardé perpendiculairement à la face du rhomboèdre, les deux images sont

encore visibles, l'image ordinaire est vue verticalement à travers la face sans aucun déplacement, mais l'autre image est toujours déplacée en s'éloignant du sommet ; cette dernière correspond donc à un rayon qui obéit à une loi de réfraction totalement distincte ou extraordinaire,

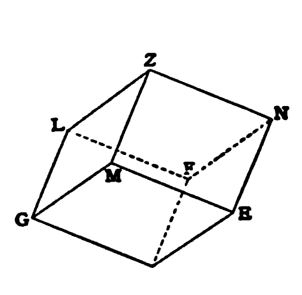


Fig. 289. — Spath d'Islande.

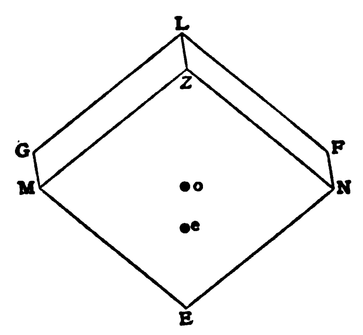


Fig. 290. — Double réfraction.

et on l'appelle le rayon *extraordinaire*. La marche des rayons à travers le cristal est indiquée dans la figure 293.

Si maintenant on examine ces images à travers un analyseur de tourmaline, on trouve qu'en faisant tourner la tourmaline l'image ordi-

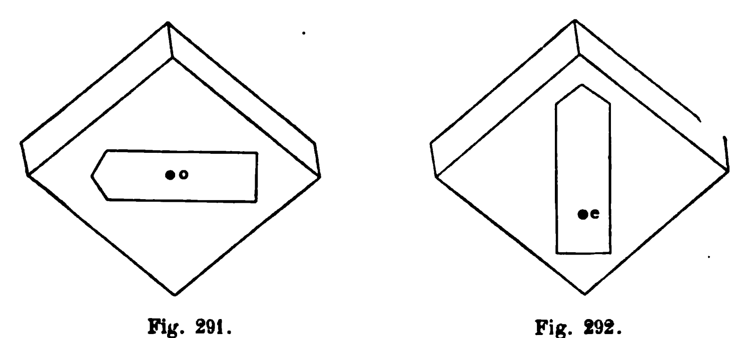


Fig. 291. Fig. 292.

Fig. 291, 292. — Analyse de la lumière transmise à travers le spath d'Islande.

naire disparaît quand l'axe principal de la tourmaline est parallèle à la plus courte diagonale de la face du rhomboèdre (fig. 292) et que l'image extraordinaire disparaît quand l'axe est parallèle à la plus longue diagonale (fig. 291).

Ceci prouve que ces images sont dues à deux rayons polarisés en plan, le rayon ordinaire étant polarisé dans le plan de symétrie, et le rayon extraordinaire dans une direction perpendiculaire.

Donc un rayon entrant dans un rhomboèdre de calcite est séparé en deux rayons polarisés : un rayon ordinaire dont les vibrations peuvent

être regardées comme parallèles à la plus longue diagonale de la face du rhomboèdre, et un rayon extraordinaire dû à des vibrations suivant la plus courte diagonale de la face.

Une manière plus satisfaisante d'examiner un cristal tel que la calcite consisterait à permettre à la lumière incidente de passer au travers de lui suivant *une seule direction seulement* au moyen de deux écrans ayant l'un un trou en P et l'autre un trou en Q (fig. 294) ; un des écrans étant placé sur une face du cristal et l'autre sur l'autre face, de manière que la lumière puisse seulement traverser le cristal suivant la direction PQ.

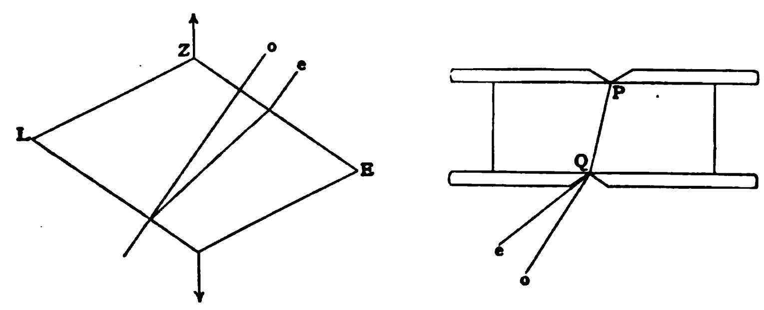


Fig. 293. Double réfraction dans le spath d'Islande.

Fig. 294. — Double réfraction.

En déplaçant les écrans on peut donner à la ligne PQ la direction que l'on veut. On trouverait alors que la lumière traversant le cristal suivant la direction PQ émergerait sous forme de deux faisceaux réfractés *e* et *o*, polarisés à angle droit l'un sur l'autre et cheminant généralement dans des directions différentes, de sorte que PQ est une direction suivant laquelle deux rayons sont transmis dans le cristal, une direction dite de double réfraction.

Quand on examine des cristaux de calcite dans toutes les directions possibles, on trouve qu'ils sont toujours doublement réfringents excepté le long de l'axe principal. Dans cette direction seule, perpendiculaire au plan basal, il n'y a pas de division de la lumière transmise en deux rayons polarisés en plan — pas de double réfraction — mais dans toutes les autres directions la lumière transmise se compose de deux rayons polarisés, dont les plans de polarisation sont perpendiculaires l'un à l'autre.

9. **Double réfraction des cristaux en général.** — Ce qu'on vient d'établir ci-dessus pour la calcite est également vrai de tous les cristaux appartenant au système hexagonal ou au système tétragonal. Bien que leur double réfraction ne soit pas aussi marquée que celle de la calcite,

ils transmettront en général la lumière suivant deux rayons polarisés en plan qui cheminent dans la même direction en dedans du cristal, un rayon ordinaire et un rayon extraordinaire ; de plus ils ont tous une direction suivant laquelle il n'y a pas de double réfraction de ce genre, l'axe morphologique ou axe principal. Une direction suivant laquelle il n'y a pas de double réfraction de ce genre est appelée ici un *axe optique;* et les minéraux appartenant à ces systèmes sont dits *uniaxes* puisqu'ils ne possèdent qu'un axe optique seulement.

Les cristaux appartenant au système orthorhombique, monoclinique ou triclinique sont aussi doublement réfringents, mais la lumière traversant un quelconque de ces cristaux est en général transmise suivant une direction quelconque sous forme de deux rayons extraordinaires polarisés en plan, dont aucun n'obéit aux lois ordinaires de la réfraction. Les cristaux appartenant à ces systèmes sont tout à fait différents des cristaux uniaxes en ce qu'ils possèdent *deux* directions jouissant de la plupart des caractères de l'axe optique d'un cristal uniaxe ; on les a appelés en conséquence *biaxes*.

Les cristaux peuvent donc, en premier lieu, être divisés dans les trois groupes importants qui suivent :

Les cristaux cubiques sont optiquement isotropes
Hexagonaux et tétragonaux — uniaxes
Orthorhombiques, monocliniques et tricliniques optiquement biaxes.

La propriété que possède la tourmaline de transmettre perpendiculairement à son axe la lumière polarisée en plan résulte simplement de ce fait que, des deux rayons produits dans le cristal, l'un le rayon ordinaire est complètement absorbé et que seul le rayon extraordinaire est transmis ; ses vibrations peuvent être supposées s'effectuer le long de l'axe du cristal.

10. Examen des minéraux en lumière polarisée. — On étudie le mieux les caractères optiques des minéraux en observant soit des coupes minces pratiquées dans leurs cristaux suivant des directions connues, soit sur des coupes naturelles obtenues par clivage, ou sur des plaques naturelles limitées par une paire de faces parallèles du cristal. A cet effet il est nécessaire de faire usage d'un microscope muni d'un polariseur et d'un analyseur (fig. 364).

Voici ce qui est nécessaire pour un microscope minéralogique ; une platine tournante sur laquelle la coupe du cristal est placée, un polariseur en dessous de la platine, et un analyseur au-dessus ; ce dernier

peut être dans le tube ou au-dessus de l'oculaire. Le polariseur et l'analyseur doivent tous les deux être mobiles, de manière à pouvoir être introduits et enlevés à volonté. Le microscope devrait aussi être muni d'une lentille ou d'un système de lentilles, qu'on puisse insérer immédiatement au-dessous de la coupe, de manière à concentrer la lumière après qu'elle a passé au travers du polariseur et à l'amener à un foyer en dedans du cristal, si on le désire.

Comme il est difficile de se procurer de bonnes plaques de tourmaline et comme elles ont le léger inconvénient d'être colorées, on se sert généralement pour polariser et analyser la lumière du dispositif

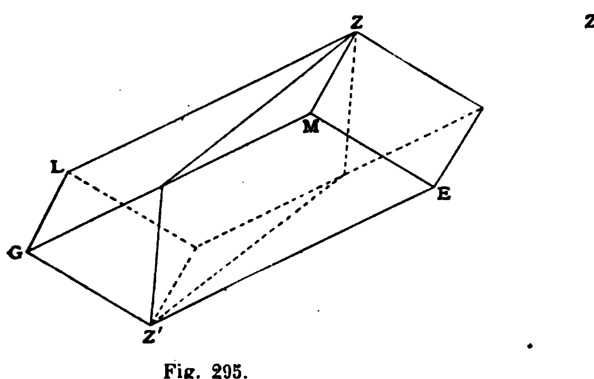


Fig. 295.

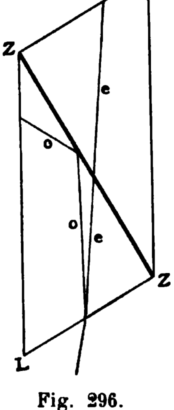


Fig. 296.

Fig. 295, 296. — Prismes de Nicol.

connu sous le nom de *prisme de nicol* (du nom de son inventeur).

Un prisme de nicol est fait d'un rhomboèdre de clivage de calcite trois fois aussi long que large (fig. 295 ; comparer fig. 289), il est coupé en deux suivant un plan ZZ′ joignant à peu près les deux sommets opposés (effectivement incliné de 22° sur la plus longue arête ZL du prisme) ; les deux moitiés sont alors collées ensemble avec du baume de Canada. Les extrémités du prisme sont des plans taillés non pas exactement suivant les faces naturelles de clivage, mais sous un angle de 2° 52′ par rapport à elles, de manière à être perpendiculaires au plan de la section ZZ′. L'effet de cette construction est que si les deux rayons, résultant d'un rayon lumineux qui entre dans le prisme par sa partie inférieure, atteignent la couche de baume de canada, l'un d'eux, le rayon extraordinaire, est réfracté à travers lui et émerge sous forme d'un rayon polarisé en plan, vibrant parallèlement à la plus courte diagonale du prisme ; mais le rayon ordinaire rencontre la couche sous un plus grand angle d'incidence, qui dépasse 69° 4′, angle de réflexion

totale pour ce rayon tombant sur le baume en sortant de la calcite ; ce rayon est donc réfléchi sur le côté du prisme et il y est absorbé par la surface qui est noircie à cet effet. En conséquence le prisme (comme la tourmaline) ne transmet qu'un seul faisceau de lumière polarisée en plan, les vibrations s'effectuant le long de la plus courte diagonale.

Dans le microscope minéralogique ordinaire, un prisme de nicol est monté en dessous de la platine sur un bras qui peut, si cela est nécessaire, être écarté de côté ; un autre nicol est monté sur une pièce qui glisse dans le tube. Chacun d'eux est lui-même porté par un anneau de manière à pouvoir être tourné et placé avec son plan de polarisation sous un angle quelconque par rapport à l'autre ; mais en règle générale les deux nicols sont tenus croisés.

Quand on se sert d'un objectif à faible grossissement et qu'on n'emploie pas le système de lentilles ou *condenseur* sous la platine, toute la lumière qui arrive à l'oculaire a traversé le cristal suivant une seule direction, puisque tous les rayons ont cheminé du miroir à l'objectif pratiquement le long de l'axe du microscope ; on dit qu'un cristal observé de cette manière est examiné en lumière *parallèle*. Mais quand le condenseur est introduit en dessous de la platine, un faisceau de rayons passe dans le cristal sous forme d'un cône convergent, dont le sommet est à l'intérieur de la coupe, et émerge du cristal sous forme d'un cône divergent ; il faut alors se servir d'un objectif à fort grossissement par lequel tous ces rayons sont transmis, à travers une autre lentille, à l'oculaire. Regardé de cette manière, on dit que le cristal est examiné en *lumière convergente*.

Voici les phénomènes remarquables que l'on aura à observer.

11. **Examen en lumière parallèle.** — Les nicols étant croisés, il n'y a pas de lumière transmise à travers le microscope. Si l'on place sur la platine une substance isotrope, telle qu'une plaque de verre, le champ reste obscur ; on reconnaît immédiatement qu'un cristal quelconque qui se comporte de cette manière, ou qui est *inerte* dans quelque direction qu'on le regarde, appartient au système cubique. Mais si l'on place sur la platine un cristal appartenant à un autre système quelconque, le champ devient en général brillant, ce qui montre que, en raison de la double réfraction du cristal, la lumière polarisée en plan qui sort du nicol polariseur devient en partie transmissible au travers de l'analyseur.

Supposons que le cristal soit une plaque très mince de calcite inco-

lore taillée parallèlement à son axe principal ; examinée avec un faible grossissement entre les nicols croisés, la section paraîtra en général brillamment colorée ; si on la taille plus mince et si on l'examine à nouveau de la même manière, on trouvera que la teinte a changé et elle sera probablement plus vive. Par suite la couleur dépend de l'épaisseur de la coupe.

Si l'on examinait successivement un certain nombre de coupes, chacune plus mince que celle qui la précède, on trouverait que les teintes varient en passant par les couleurs successives de l'échelle de Newton, des ordres les plus élevés jusqu'aux plus bas ; en d'autres termes, à mesure que la coupe du cristal devient plus mince, les teintes suivent l'ordre de celles qui résulterait de l'interférence dans une pellicule mince à mesure que son épaisseur décroît.

Si maintenant on fait tourner la platine, on trouve que la lumière transmise garde la même teinte mais varie en intensité, et qu'elle est éteinte deux fois, et complètement, pendant une demi-rotation. Ceci se produit dans deux positions qui sont appelées les *positions d'extinction* et qui sont perpendiculaires l'une sur l'autre ; dans l'une l'axe du cristal est parallèle à la plus courte diagonale du polariseur ; dans l'autre à la plus courte diagonale de l'analyseur.

Presque toutes les coupes de calcite examinées de cette manière présentent les mêmes caractères ; le cristal apparaît brillant et coloré entre les nicols croisés. La couleur dépend de l'épaisseur de la coupe, qui devient tout à fait incolore quand elle est suffisamment épaisse ; elle dépend aussi de la direction suivant laquelle la coupe est pratiquée ; et il y a deux positions d'extinction, perpendiculaires entre elles, pour lesquelles le cristal devient obscur quand on le fait tourner dans son propre plan.

Seulement quand la section est faite perpendiculairement à l'axe, les apparences sont différentes ; le cristal reste noir durant la rotation complète de la platine. En nous rappelant que la calcite est un minéral uniaxe et que cette coupe est perpendiculaire à l'axe optique, de manière que la lumière qui la traverse suivant cette direction n'éprouve pas la double réfraction, nous en concluons que suivant cette direction il n'y a pas de transmission de lumière à travers les nicols croisés, parce qu'il n'y a pas de double réfraction dans le cristal et que le cristal est obscur pour la même raison qu'un minéral cubique.

En passant aux minéraux biaxes, nous trouvons des phénomènes exactement semblables, seulement avec cette différence qu'il y a maintenant *deux* sections qui restent à peu près obscures, comme les subs-

tances isotropes ; ce sont les coupes faites perpendiculairement à chacun des deux axes optiques.

Donc en général quand on examine en lumière parallèle entre les nicols croisés une coupe d'un cristal quelconque n'appartenant pas au système cubique, elle transmet de la lumière d'une certaine teinte qui dépend : 1° de son épaisseur et 2° de la direction suivant laquelle elle a été taillée dans le cristal; mais quand on fait tourner cette coupe dans son propre plan, il y a deux positions d'extinction qui sont perpendiculaires l'une à l'autre. Une coupe pratiquée perpendiculairement à un axe optique demeure à peu près noire, ou est inerte quand on la fait tourner entre les nicols croisés.

12. **Examen en lumière convergente**. — Dans l'examen en lumière parallèle les effets produits par le passage de la lumière à travers le cristal, à savoir sa teinte et ses extinctions, s'observent en même temps que le cristal lui-même; et l'objectif est placé de telle manière que le cristal soit à son foyer.

Dans l'examen en lumière convergente, on désire observer les effets produits sur des rayons qui ont cheminé suivant des directions différentes dans le cristal et il n'est plus nécessaire d'examiner le cristal lui-même en même temps.

L'effet à observer est une interférence due à des rayons qui ont traversé le cristal suivant des directions différentes et il se produit au-dessus de l'objectif où ils sont amenés à un foyer, comme on le décrira plus loin, page 176.

Les différents points correspondent à des rayons ayant des directions différentes dans le cristal, et tous ces points pris ensemble constituent une figure colorée. On trouvera cependant que cette figure se forme trop bas dans le tube pour pouvoir être regardée avec l'oculaire; les effets produits en lumière convergente doivent être observés en enlevant l'oculaire, et la figure se voit alors près du fond du tube, juste au-dessus de l'objectif; ou plus commodément, en insérant une lentille supplémentaire, de distance focale appropriée, à un certain point entre l'objectif et l'oculaire. Une autre manière de voir les effets produits en lumière convergente, sans enlever l'oculaire, et dans un microscope qui n'est pas muni des lentilles nécessaires dans le tube, consiste à tenir un verre grossissant ordinaire au-dessus de l'oculaire; on voit alors l'image colorée convenablement agrandie si la lentille est tenue à la hauteur juste au-dessus du microscope.

On trouvera que beaucoup de coupes antérieurement examinées en

lumière parallèle produiront des systèmes de bandes régulières et des plus superbement colorées, connues sous le nom de figures d'interférence, dont une forme est figurée dans la planche II.

Une coupe perpendiculaire à l'axe optique d'un minéral uniaxe donne naissance à une croix noire qui coupe une série d'anneaux circulaires colorés, semblables à la série des anneaux de Newton (fig. 354); une coupe perpendiculaire à un axe optique d'un cristal biaxe présente une croix noire, qui coupe une série d'anneaux légèrement ovales; une coupe également inclinée sur les deux axes optiques d'un cristal biaxe montre deux barres noires, ou *brosses*, entourées d'anneaux ovales ou de lemniscates (fig. 322 et 326, et Pl. II).

Nous avons maintenant à considérer comment ces figures d'interférence se produisent. A cet effet il sera nécessaire de considérer la vitesse et la condition de la lumière qui traverse le cristal.

13. **Rayons et faisceaux de lumière dans un cristal.** — L'étude de la réfraction nous a conduit à la conclusion que, dans un milieu isotrope, un mouvement ondulatoire lumineux, partant d'un centre quelconque O de perturbation, s'étendrait avec une vitesse égale suivant toutes les directions; par suite en tous les points de la surface d'une sphère décrite autour de O la phase sera la même. En un quelconque de ces points, le *rayon,* c'est-à-dire la direction suivant laquelle la lumière s'est propagée à partir de O, est le rayon de la sphère le *front* de l'onde, est le plan tangent en ce point et il est perpendiculaire au rayon.

Dans un milieu doublement réfringent, la lumière chemine avec des vitesses différentes suivant des directions différentes; les points où la phase est la même se trouvent, non plus sur une sphère, mais sur une autre surface centrale, dont les plans tangents ne sont pas en général perpendiculaires aux rayons. Ainsi dans quelques cristaux uniaxes, la surface est un ellipsoïde semblable à celui de la figure 310, et, pour trouver la direction du rayon extraordinaire au moyen de la construction d'Huygens, il faut employer cet ellipsoïde en place d'une sphère.

Comme il est impossible d'isoler un rayon unique, les expériences optiques se font en réalité avec des *faisceaux* de lumière. Considérons un petit faisceau cylindrique cheminant dans un milieu isotrope ou dans un cristal cubique; les points qui, à un moment donné, sont à la même phase, c'est-à-dire les points qui, dans le langage de la théorie ondulatoire, sont tous oscillant ensemble dans la même direction, se trouvent dans le plan du cercle ÀB, qui est perpendiculaire au faisceau

(fig. 297). Ce plan peut être appelé le front du faisceau ou le *front de l'onde*.

D'autre part, dans un cristal doublement réfringent, le front du faisceau est incliné sur sa directiou, et les points qui, à un moment donné,

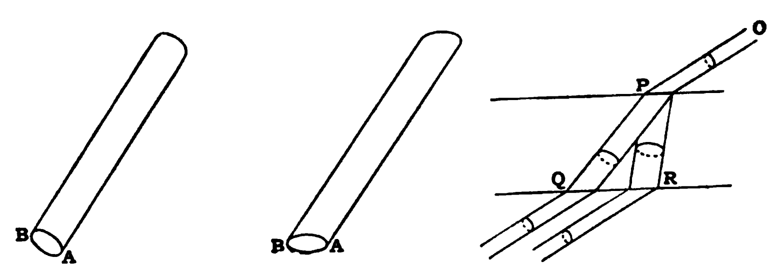


Fig. 297. — Front d'onde dans l'air. Fig. 298. — Front d'onde dans un cristal. Fig. 299. — Double réfraction.

sont dans la même phase, se trouvent dans le plan de l'ellipse AB (fig. 298).

La ligne perpendiculaire au front peut être appelée la *direction de l'onde,* par opposition avec la *direction du rayon*.

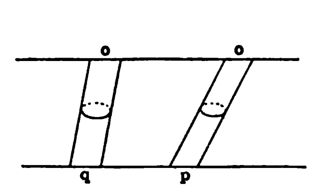


Fig. 300. — Fronts d'onde parallèles.

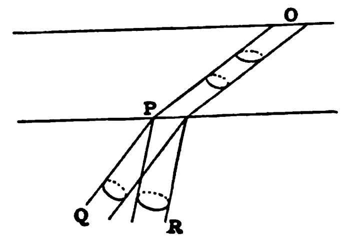


Fig. 301. — Fronts d'onde inclinés.

La réfraction à travers une plaque d'un cristal est représentée par la figure 299. Pendant le trajet des deux faisceaux réfractés à travers le cristal, leurs fronts sont inclinés, et inégaement inclinés, sur les rayons dont ils se composent. Après l'émergence du cristal, les fronts sont de nouveau perpendiculaires aux deux faisceaux, dont un est resté en arrière de l'autre, de sorte qu'ils seraient en situation d'interférer, si les vibrations de l'un n'étaient pas perpendiculaires à celles de l'autre, au lieu de leur être parallèles.

Il faut observer que deux faisceaux, qui sont inclinés l'un par rapport à l'autre dans le cristal, peuvent avoir des fronts qui soient parallèles, comme dans la figure 300 ; et de même que deux faisceaux peuvent se composer de rayons parallèles et cependant avoir des fronts qui ne soient pas parallèles, comme dans la figure 301.

Quand on connaît la direction d'un faisceau de rayons, les lignes suivant lesquelles les vibrations de ses rayons sont regardées comme s'effectuant, et la direction de son front, la nature du faisceau est définie.

Toutes ces propriétés s'expriment dans le cas le plus général au moyen de l'un ou l'autre des deux ellipsoïdes connus respectivement sous les noms de l'*ellipsoïde de Fresnel* et de l'*indicatrice.*

14. **Ellipsoïde de Fresnel.** — Nous avons vu que la lumière, qui traverse un cristal suivant une direction quelconque OP (fig. 301), émerge en général sous forme de deux faisceaux de lumière polarisée en plan, qui cheminent suivant deux directions différentes PQ, PR. La réfraction à la jonction de deux milieux est le résultat de la différence entre les vitesses de la lumière dans les deux milieux. Évidemment dans l'air le faisceau PQ voyage avec la même vitesse que PR, d'où il résulte que dans le cristal les deux faisceaux polarisés peuvent cheminer avec des vitesses différentes le long de OP; de plus il sont polarisés à angle droit l'un sur l'autre; et la lumière polarisée en plan doit, comme nous l'avons vu, être regardée comme due à des vibrations qui s'effectuent suivant une direction unique; par suite la vitesse doit varier non seulement avec la direction suivant laquelle elle chemine, mais aussi avec la direction suivant laquelle les vibrations s'effectuent. En fait on trouve que chaque direction dans le cristal est la ligne de vibration de la lumière voyageant dans une direction définie qui lui est perpendiculaire et avec une certaine vitesse déterminée.

Dans ce qui suit nous bornerons notre attention à la lumière d'une seule et même longueur d'onde, par exemple la lumière d'une flamme de sodium.

Soit O un point de référence arbitrairement choisi dans l'intérieur d'un cristal biaxe (fig. 302). Suivant cette direction peuvent en général cheminer deux rayons de lumière avec des vitesses différentes. Supposons maintenant que nous comparions entre elles les vitesses suivant toutes les directions possibles dans le cristal en vue de trouver : 1° celles suivant lesquelles la lumière chemine avec la plus grande vitesse ($=V_a$); 2° celles suivant lesquelles elle chemine avec la plus petite

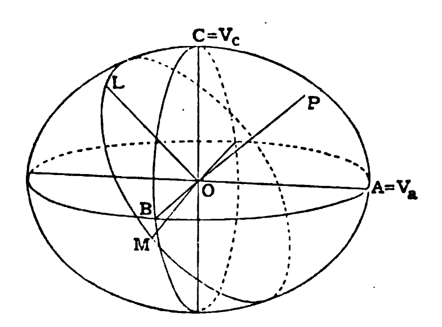


Fig. 302. — Ellipsoïde de Fresnel pour un cristal biaxe (positif).

vitesse ($= V_c$). On trouvera qu'il y a un grand nombre de directions suivant lesquelles un rayon peut voyager avec la vitesse V_a mais que toutes ces directions sont dans un même plan. Soit BOC ce plan. Alors deux rayons peuvent se propager suivant une droite quelconque située dans le plan BOC, mais la vitesse de l'un d'eux est constante et égale à V_a, et le rayon est polarisé dans le plan BOC ; il serait absorbé par une plaque de tourmaline dont l'axe serait tenu dans ce plan. La vitesse de l'autre rayon varie avec sa direction.

Menons OA perpendiculaire au plan BOC et d'une longueur proportionnelle à V_a. Cette droite représente la vitesse de tous les rayons dont les vibrations s'effectuent suivant OA, d'après la convention adoptée plus haut, que la direction de la vibration doit être regardée comme perpendiculaire au plan dans lequel la lumière est polarisée.

De même si l'on mène OC perpendiculaire au plan AOB, qui contient tous les rayons voyageant avec la vitesse minima V_c, et d'une longueur proportionnelle à V_c, alors OC représente la vitesse de tous les rayons dont les vibrations s'effectuent suivant OC. On trouvera de plus que tous les rayons voyageant dans le plan AOC, et polarisés dans ce plan, voyagent avec une vitesse intermédiaire constante V_b. Donc OB mené perpendiculairement au plan AOC et proportionnel à V_b, représente la vitesse de tous les rayons dont les vibrations s'effectuent suivant OB.

Ainsi le long de OA peuvent cheminer deux rayons dont les vitesses et la direction sont représentées par OB et OC ; suivant OB deux rayons représentés par OA et OC; et suivant OC deux rayons représentés par OA et OB.

Construisons maintenant un ellipsoïde ayant OA, OB, OC pour ses demi-axes maximum, moyen et minimum. Cette surface, qui peut être appelée ellipsoïde de Fresnel (du nom de son inventeur), possède les propriétés remarquables qui suivent.

Prenons une droite quelconque OP, et par le centre O menons un plan perpendiculaire à OP; ce plan coupera tout naturellement l'ellipsoïde suivant une ellipse; et cette section elliptique aura deux axes principaux, un grand axe OL et un petit axe OM.

On trouve alors que les deux rayons polarisés en plan, qui voyagent au travers du cristal, ont leurs directions de vibrations et leurs vitesses représentées par les droites OL et OM respectivement.

Le plus rapide des deux rayons vibre suivant OL et voyage avec une vitesse représentée par OL; le plus lent vibre suivant OM et voyage avec une vitesse représentée par OM. On voit de plus, d'après cette construction, que les deux rayons sont polarisés dans des plans perpen-

diculaires l'un sur l'autre. Il en résulte aussi que les deux rayons, qui voyagent suivant OP, se propageant avec des vitesses inégales, ont été réfractés d'une manière différente en pénétrant dans le cristal et résultent par conséquent de deux rayons différents de la lumière incidente qui ne sont pas parallèles ; et réciproquement aussi à une direction quelconque de la lumière incidente correspondent deux rayons différents dans le cristal; ou, en d'autres termes, la lumière qui tombe sur le cristal est, en général, doublement réfractée.

L'indice de réfraction d'un rayon dû à des vibrations suivant l'un quelconque des trois axes principaux de l'ellipsoïde de Fresnel étant le rapport de sa vitesse dans l'air à sa vitesse dans le cristal, l'indice de réfraction pour un pareil rayon passant de l'air dans le cristal, est inversement proportionnel à cette dernière; si donc α est l'indice de réfraction pour un rayon vibrant suivant OA, β celui pour un rayon vibrant suivant OB et γ celui pour un rayon vibrant suivant OC, OA est proportionnel à $\frac{1}{\alpha}$, OB à $\frac{1}{\beta}$, et OC à $\frac{1}{\gamma}$ $(\gamma > \beta > \alpha)$ α, β, γ sont appelés les trois *indices principaux* de réfraction; α et β appartiennent aux deux rayons cheminant suivant OC, β et γ aux deux rayons cheminant suivant OA, et γ et α aux deux rayons cheminant suivant OB.

On prend l'indice moyen β comme mesure de la réfraction d'un minéral et $(\gamma-\alpha)$ comme mesure de sa double réfraction.

15. **Indicatrice.** — Des faisceaux de lumière voyageant suivant l'une quelconque des trois directions OA, OB, OC, de la figure 302, ont leurs fronts perpendiculaires aux directions suivant lesquelles ils se propagent, mais ce n'est pas le cas pour les faisceaux se déplaçant suivant d'autres directions, telles que OP.

De même que la vitesse et la direction de vibration d'un rayon connu se trouvent au moyen de l'ellipsoïde de Fresnel, de même on peut trouver la vitesse et la direction d'un front d'onde connu au moyen d'un autre ellipsoïde construit de la manière suivante sur les mêmes trois droites OA, OB, OC, dont la position se trouve expérimentalement comme on l'a indiqué dans la dernière section.

Prenons OA (fig. 303) proportionnel, non plus à la vitesse, mais à cet indice de réfraction qui est constant pour les faisceaux voyageant suivant des directions différentes dans le plan BOC (c'est-à-dire *inversement* proportionnel à leur vitesse); OB proportionnel à cet indice de réfraction qui est commun aux faisceaux voyageant dans le plan BOC, et OC proportionnel à l'indice obtenu de la même manière pour les faisceaux voyageant dans le plan AOB; de telle sorte que OA $= \alpha$,

OB = β, OC = γ (α < β < γ). Construisons un ellipsoïde sur ces trois axes. Cet ellipsoïde jouit de la propriété suivante.

Prenons la section elliptique déterminée par le plan LOM perpendiculaire à une droite quelconque OP; les axes principaux de cette ellipse OL, OM, sont proportionnels aux indices de réfraction des deux faisceaux de lumière dans le cristal, dont les directions d'onde sont parallèles à OP, c'est-à-dire dont les fronts sont parallèles au plan LOM.

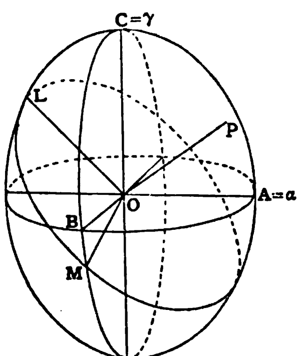


Fig. 303. — Indicatrice d'un cristal biaxe (positif).

De plus ces deux axes se trouvent dans les plans contenant OP et les droites de vibration des deux faisceaux polarisés en plan. La section elliptique de l'indicatrice donne donc par ses axes les indices des deux faisceaux de lumière et les plans suivant lesquels ils sont polarisés.

La différence de longueur des deux axes OL, OM est une mesure de la double réfraction, ou *biréfringence,* du cristal suivant la direction OP, c'est-à-dire de la biréfringence de la section particulière qui est déterminée perpendiculairement à OP.

Dans l'ellipsoïde de Fresnel, les axes OA, OB, OC sont en ordre de grandeur décroissante, dans l'indicatrice ils sont en ordre de grandeur croissante; dans l'ellipsoïde de Fresnel, ils sont inversement proportionnels aux trois indices principaux de réfraction α, β, γ; dans l'indicatrice, ils sont directement proportionnels à ces indices (α < β < γ).

16. Cristaux biaxes. — Une section plane quelconque d'un ellipsoïde est une ellipse et toute ellipse a deux axes principaux, un grand axe et un petit axe; par exemple la section de l'indicatrice par un plan perpendiculaire à OA est l'ellipse BC, dont le grand axe est OC et le petit axe OB.

Considérons maintenant des sections successives faites par un plan coïncidant d'abord avec AOB, quand il tourne autour de OB, jusqu'à ce qu'il vienne finalement dans la position BOC (fig. 304); chaque section est une courbe elliptique, mais, tandis qu'un des axes de la courbe, OB, reste constant, l'autre axe augmente continuellement de grandeur depuis la valeur OA, qui est moindre que OB, jusqu'à la valeur OC, qui est plus grande que OB. Donc une certaine section intermédiaire, telle que $P_1BP'_1$, est une ellipse dont les deux axes sont égaux; en d'autres termes, c'est un cercle.

Une droite OU_1, menée par O perpendiculairement à ce cercle, doit se trouver entre OC et OA dans le plan COA; et il doit évidemment exister une section circulaire semblable $R_1BR'_1$ de l'autre côté du

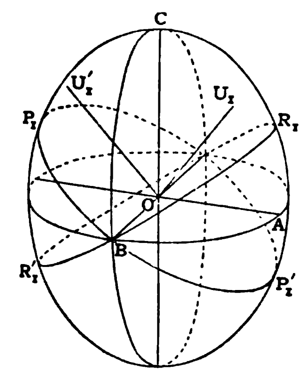


Fig. 304. — Axes optiques primaires. Sections circulaires de l'indicatrice (dans un cristal positif).

Fig. 305. — Axes optiques secondaires. Sections circulaires de l'ellipsoïde de Fresnel (dans un cristal positif).

plan COB, et dont la perpendiculaire OU'_1 se trouve entre OC et OA'; et $U_1OC = U'_1OC$.

Or les rayons des sections circulaires sont égaux; mais ils repré-

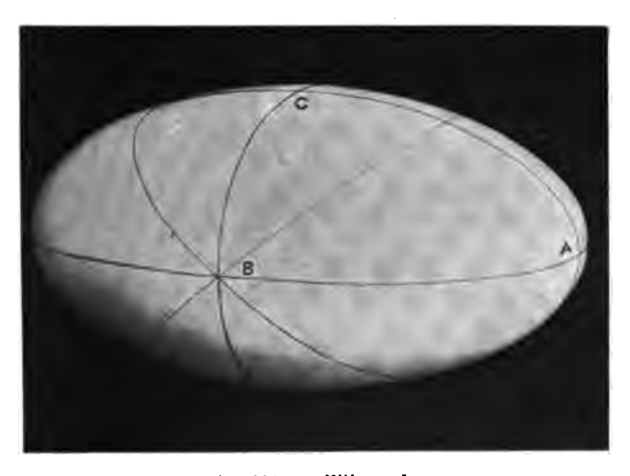


Fig. 306. — Ellipsoïde.

Cette figure peut être regardée comme représentant, ou bien l'ellipsoïde de Fresnel d'un cristal positif, ou bien l'indicatrice d'un cristal négatif, comme cela est expliqué plus loin, dans la section 22.

sentent les indices de réfraction de faisceaux dont les fronts sont perpendiculaires à OU_1 ou OU'_1; donc les faisceaux ayant ces fronts d'indice donnent le même indice de réfraction et doivent voyager avec une

vitesse unique inversement proportionnelle à OB, et la lumière traversant le cristal avec l'un ou l'autre de ces *fronts* ne sera pas décom-



Fig. 307. — Section circulaire de l'ellipsoïde.

posée en deux faisceaux définis polarisés en plan, mais peut être polarisée dans un plan quelconque.

Les deux droites perpendiculaires aux sections circulaires de l'indi-

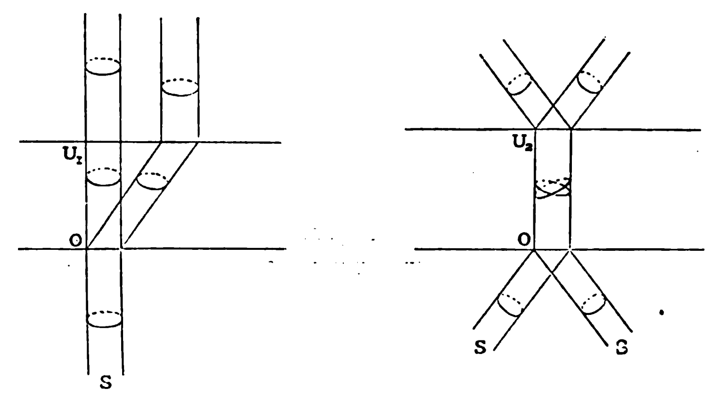


Fig. 308. — Axe optique primaire ou binormale optique.

Fig. 309. — Axe optique secondaire ou biradiale optique.

catrice sont uniques à cet égard et sont appelées les *droites de vitesse d'onde unique*, ou les *axes optiques primaires*, ou les *binormales optiques*.

De même si l'on mène OU_2 et OU'_2 perpendiculaires aux sections circulaires de l'ellipsoïde de Fresnel (fig. 305 à 307), la vitesse d'un rayon quelconque étant donnée par les axes de la section qui lui est perpen-

diculaire, et la section perpendiculaire à OU_2 étant un cercle, il est clair que OU_2 est une direction suivant laquelle les *rayons* ont seulement une vitesse. Les droites OU_2, OU'_2 sont en conséquence appelées les *lignes de vitesse de rayon unique* ou les *axes optiques secondaires* d'un cristal biaxe.

Des rayons voyageant le long de OU_2 n'ont pas deux plans de polarisation définis (puisque la section circulaire n'a pas deux axes définis), mais peuvent être polarisés dans un plan quelconque.

Un axe optique primaire ou un axe optique secondaire ne peuvent ni l'un ni l'autre être appelés une ligne de double réfraction dans le sens exact où le terme d'axe optique a été employé pour la calcite à la page 153.

On comprendra la manière d'être d'un faisceau lumineux se propageant suivant ces directions en comparant les figures 308 et 309 avec les figures 300 et 301. La figure 308 représenteu ne plaque taillée perpendiculairement à un axe optique primaire ; la lumière S tombant suivant cette direction voyagera au travers du cristal dans des directions différentes sous forme d'un cône lumineux (la figure est une section du cône et montre deux de ces directions) et émergera sous forme d'un cylindre de faisceaux parallèles non polarisés dans deux plans perpendiculaires l'un sur l'autre. La figure 309 représente une plaque taillée perpendiculairement à un axe optique secondaire. Tous les rayons appartenant au cône incident voyagent suivant cette direction dans le cristal et émergent sous forme d'un cône dont les rayons ne sont pas polarisés dans deux plans perpendiculaires l'un sur l'autre.

Ni OU_1 ni OU_2 ne peut être appelé exactement un axe de double réfraction; OU_1 possède presque cette propriété et est généralement appelé un axe optique d'un cristal biaxe.

Dans presque tous les cristaux biaxes les axes primaires et secondaires coïncident à très peu près et il n'y a pas de méthode pratique pour les distinguer entre eux; de telle sorte que dans l'avenir nous serons justifiés en parlant des lignes perpendiculaires aux sections circulaires de l'indicatrice comme d'*axes optiques*. Dans un cristal de soufre, l'angle entre un axe optique primaire et un axe secondaire est de plus de 3° 1/2; mais c'est tout à fait exceptionnel et cet angle dépasse rarement quelques minutes.

De plus dans tous les minéraux connus, un rayon est tellement près d'être perpendiculaire à son front que pratiquement il est difficile de faire la distinction entre un rayon avec ses deux directions de vibrations et la perpendiculaire à deux fronts de faisceaux avec leurs deux directions de vibrations.

17. **Cristaux uniaxes.** — Lorsque deux des axes de la fig. 304, comme OA et OB, deviennent à peu près égaux, les sections circulaires de l'indicatrice deviennent presque horizontales et les deux axes coïncident à peu près.

Si OA et OB deviennent réellement égaux, le plan AOB devient la seule section circulaire et les deux axes optiques coïncident; l'indicatrice devient alors un *ellipsoïde de révolution* tel que celui qui serait décrit par l'ellipse CB tournant autour de l'axe OC.

Dans les systèmes hexagonaux et tétragonaux, en vertu de la symétrie du système, les axes OA et OB de l'indicatrice doivent être égaux et les deux axes optiques coïncident sur l'axe principal du cristal; cette droite réunit en elle les caractères des axes optiques primaires et secondaires et c'est un véritable axe optique ou une ligne sans double réfraction; ainsi les minéraux hexagonaux et tétragonaux doivent être *uniaxes* et leurs caractères dérivent d'un ellipsoïde de révolution dont l'axe de symétrie est l'axe principal du cristal.

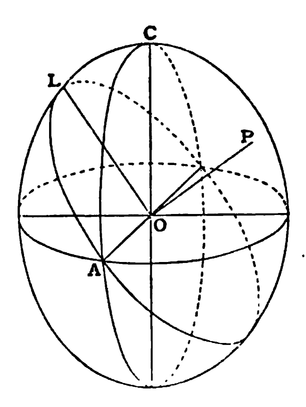


Fig. 310. — Indicatrice d'un cristal uniaxe (positif).

Les plans de vibration et les indices de réfraction de deux faisceaux lumineux polarisés en plan, qui peuvent se transmettre suivant une direction quelconque OP, sont les axes OL, OA de l'ellipse suivant laquelle un plan qui lui est perpendiculaire coupe l'indicatrice (fig. 310). C'est seulement le long de l'axe optique OC, qui est perpendiculaire à la section circulaire, que la lumière polarisée en plan peut être transmise polarisée dans un plan choisi quelconque et avec un indice de réfraction seulement. Dans un cristal uniaxe, une section oblique quelconque (AOL) a pour l'un de ses axes le rayon AO de la section circulaire. Par suite, des deux faisceaux qui voyagent suivant une direction quelconque OP, l'un qui est polarisé dans le plan principal POC et qui vibre normalement à lui, a toujours le même indice de réfraction; de sorte que, comme nous l'avons vu dans le cas de la calcite, la lumière transmise obliquement se compose en général d'un faisceau ordinaire et d'un faisceau extraordinaire.

Dans le système cubique, en vertu de la symétrie, les trois axes de l'indicatrice doivent être égaux et elle devient une sphère dans laquelle il n'y a pas de rayons inégaux; la section de cette sphère par un plan

perpendiculaire à un rayon quelconque est un cercle. En conséquence, dans un cristal de ce système, tous les rayons voyagent avec une vitesse égale, quelle que soit leur direction de vibration, et il n'y a pas de double réfraction. En vertu de leur symétrie tous les cristaux cubiques doivent donc être optiquement isotropes.

18. **Extinction.** — Nous avons vu que quand on examine, en lumière parallèle et entre les nicols croisés, une coupe d'un cristal doublement réfringent, il y a quatre positions pour lesquelles la coupe devient obscure quand on fait tourner la platine. Ceci s'explique facilement au moyen de l'indicatrice.

L'intersection de l'indicatrice par le plan de la coupe est une ellipse, dont les axes représentent les plans de vibration de la lumière qui traverse la plaque perpendiculairement.

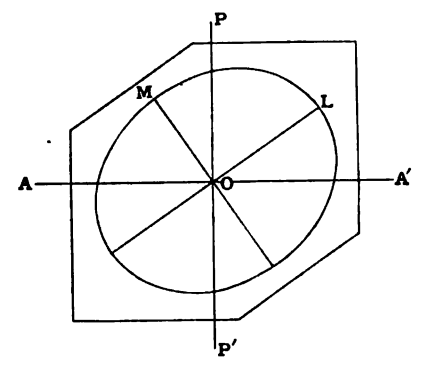


Fig. 311. — Lignes d'extinction dans une coupe.

Supposons que la figure 311 représente une plaque de cristal placée sur la platine entre le polariseur, dont la direction de vibration est PP', et l'analyseur dont la direction de vibration est AA'. Supposons que l'ellipse, dont les axes sont OL, OM, soit l'intersection de la plaque avec l'indicatrice du cristal. La lumière polarisée en plan, qui sort du polariseur, entre dans le cristal en vibrant dans le plan OP. Si OP ne coïncide pas avec OL ou OM, les rayons incidents se divisent dans le cristal en rayons vibrant dans les plans OL et OM respectivement.

Ces vibrations ont toutes les deux une composante suivant OA, de sorte qu'une certaine quantité de lumière est transmise par l'analyseur. Si néanmoins OL ou OM sont l'un ou l'autre parallèles à OP, la lumière polarisée en plan chemine sans changement à travers le cristal et est éteinte par l'analyseur.

Les deux positions pour lesquelles la coupe devient obscure sont donc celles dans lesquelles les plans de vibration coïncident avec les plans de vibration (ou les plus courtes diagonales) des nicols. Ces positions sont appelées les *positions d'extinction*.

Les lignes OL, OM peuvent être appelées les *lignes d'extinction* de la coupe du cristal. Chaque coupe doit donc avoir deux lignes d'extinction caractéristiques, perpendiculaires l'une à l'autre et des

positions correspondantes d'extinction sur la platine du microscope.

Un procédé très important pour l'identification optique d'un minéral consiste à trouver les positions des lignes d'extinction des différentes faces.

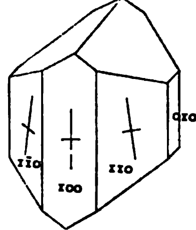


Fig. 312. — Angles d'extinction du diopside.

L'angle, que fait une des lignes d'extinction d'une face quelconque avec une arête définie du cristal, est appelé l'*angle d'extinction de la face*. Ainsi quand un cristal de diopside de Nordmark en Suède est examiné normalement au travers d'une paire de faces du prisme, les positions d'extinction sont représentées dans la figure 312. L'angle qu'une de ces lignes fait avec l'arête du prisme est de 36° ; et l'on dit que c'est l'*angle d'extinction* de la face du prisme de ce diopside ; l'angle d'extinction sur le clino-pinacoïde (010) n'est pas le même mais 46° 45'. L'angle d'extinction d'une coupe quelconque d'un cristal se trouve de la manière suivante.

Le cristal est posé à plat sur une plaque de verre sur la platine du microscope, et repose sur une des deux faces parallèles qu'il s'agit d'examiner. L'oculaire du microscope renferme une paire de fils en croix fixés de manière à être parallèles aux plans de vibration (c'est-à-dire aux courtes diagonales) du polariseur et de l'analyseur : en employant la lumière parallèle, on tourne la platine jusqu'à ce que l'arête en question soit parallèle à l'un des fils en croix et l'on fait une lecture sur le limbe gradué. On tourne alors la platine jusqu'à ce que le cristal paraisse uniformément noir. Dans la première position, le fil en croix est parallèle à l'arête de référence ; dans la seconde il est parallèle à l'une des lignes d'extinction de la coupe. L'angle dont la platine a tourné est l'angle d'extinction de la coupe par rapport à cette arête. Quand une extinction est parallèle à l'arête de référence, on dit que la coupe a une *extinction droite* par rapport à l'arête. La face (100) dans la figure 312 a une extinction droite.

Quand une face ou une coupe est parallèle à l'axe principal de l'indicatrice, son extinction est aussi parallèle à cet axe, car si une section plane de l'indicatrice passe par l'un de ses axes, cet axe est le grand ou le petit axe de la section elliptique.

Dans les systèmes hexagonaux, tétragonaux et orthorhombiques, un des axes de l'indicatrice coïncide toujours avec l'axe vertical de symétrie du cristal. Donc une face du prisme, dans l'un quelconque de ces trois systèmes, a une extinction droite.

Voici une construction très utile :

Pour trouver les axes d'une section elliptique quelconque dans un ellipsoïde, menons par la droite OP perpendiculaire à la section deux plans, contenant l'un l'axe optique OU, l'autre l'axe optique OU'. Menons par la normale deux autres plans OLP, OMP, bissectant les angles de la première paire et par suite perpendiculaires l'un sur l'autre; ils couperaient la section elliptique suivant ses deux axes OL, OM.

Donc les lignes d'extinction d'une face ou coupe quelconque se trou-

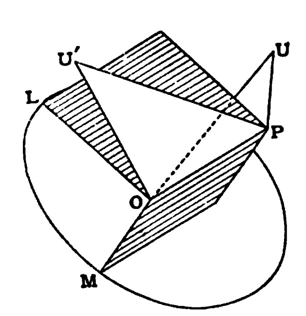


Fig. 313. — Lignes d'extinction et axes optiques.

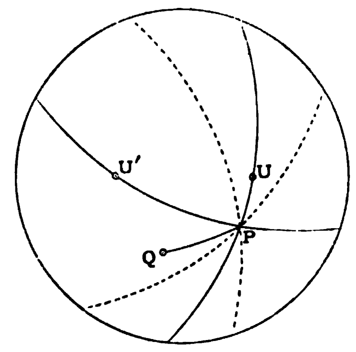


Fig. 314. — Angles d'extinction et axes optiques.

veront par la même construction; on l'effectue comme il suit sur la projection stéréographique.

Soit P le pôle de la face ou de la coupe ; soient U,U' les points de la sphère où émergent les axes optiques (fig. 314). Bisectons intérieurement et extérieurement l'angle UPU' par des plans qui coupent la sphère suivant les cercles pointillés; ces plans contiennent alors les lignes d'extinction. Soit Q le pôle d'une autre face; alors l'angle d'extinction de P, en prenant l'arête PQ comme arête de référence, est l'angle compris entre l'un des cercles pointillés et l'arc PQ. Il résulte de cette construction que, dans un minéral uniaxe, puisque U et U' coïncident, une des lignes d'extinction doit toujours se trouver dans le plan qui contient l'axe optique et la normale à la coupe. Ce plan est appelé un *plan principal* du cristal.

D'accord avec ce principe, chaque face du rhomboèdre de la calcite de la figure 289 doit avoir ses extinctions parallèles à ses diagonales; car la plus courte diagonale ZE se trouve dans le plan principal et la plus longue diagonale lui est perpendiculaire; c'est pour cette raison aussi que l'une des images *o* et *e* était éteinte par la tourmaline, quand son axe était ou dans le plan principal ou perpendiculaire sur lui.

19. Phénomènes d'interférence. Lumière parallèle. — Nous avons vu

qu'en général une coupe placée entre les nicols croisés apparaît colorée, si elle n'est pas en position d'extinction, et que cette couleur varie avec l'épaisseur de la coupe.

Considérons d'abord une coupe oblique d'un minéral uniaxe. Quand la lumière blanche pénètre normalement dans la plaque, comme dans la figure 315, elle est doublement réfractée ; le faisceau ordinaire continue sa course sans changement à travers la coupe, puisque l'incidence est perpendiculaire ; le faisceau extraordinaire est réfracté, mais en sortant de la coupe, il recouvre sa direction primitive, parce qu'il a été réfracté à travers une plaque à faces parallèles. La lumière transmise sort suivant la direction NP, mais cette lumière est un mélange des deux faisceaux E et O. Or, ces deux faisceaux diffèrent en une particularité importante : le faisceau ordinaire a parcouru une distance NP dans le cristal, tandis que le faisceau extraordinaire a parcouru une distance plus grande NP_1, et ils ont cheminé à travers la coupe avec des vitesses différentes ; conséquemment ils émergent dans des phases différentes et seraient en position d'interférer, si ce n'était qu'ils sont polarisés dans deux plans perpendiculaires l'un sur l'autre.

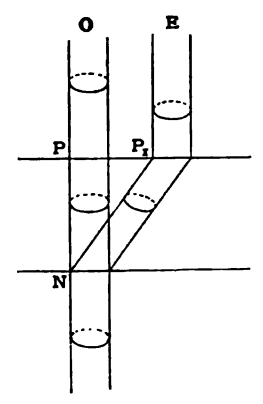


Fig. 315. — Coupe oblique d'un cristal uniaxe.

Comme la coupe est entre les nicols croisés (fig. 311), les deux faisceaux émergents n'arrivent pas sans changement à l'oculaire du microscope ; seule la composante de leurs vibrations qui appartient à la direction OA est transmise, et ces deux vibrations composantes, s'exécutant dans le même plan, sont maintenant capables d'interférer.

Il faut remarquer que la résolution par l'analyseur de deux rayons polarisés en plan et perpendiculaires l'un à l'autre introduit un *renversement* de phase ; car une vibration dans la direction OP (fig. 311) est décomposée en vibrations suivant OL et OM dans le cristal ; parmi celles-ci OM est résolue dans l'analyseur en une vibration suivant OA, mais OL est résolue suivant une vibration dans la direction *opposée* OA'. Donc l'analyseur lui-même, comme la réflexion interne dans les anneaux de Newton, introduit une différence de phase de $\frac{\lambda}{2}$, qui doit être ajoutée à celle qui est produite par le cristal.

Si l'on examine la coupe à la lumière jaune pure d'une flamme de

sodium et si elle est d'épaisseur suffisante pour que deux faisceaux qui émergent diffèrent en phase d'une longueur d'onde de cette lumière, alors les deux rayons se détruiront et la plaque paraîtra obscure ; si l'on augmente l'épaisseur de la plaque, la lumière sera transmise jusqu'à ce qu'elle soit juste assez épaisse pour que la différence de phase des deux rayons en quittant le cristal soit de 2λ, et alors elle paraîtra de nouveau obscure. Généralement donc la coupe paraîtra obscure quand son épaisseur sera telle que les deux rayons diffèrent en phase d'un nombre entier des longueurs d'onde de la lumière du sodium.

Examinons maintenant l'apparence que présentera le cristal en lumière blanche, qui est composée de lumières de différentes longueurs d'onde. Une coupe mince transmettra maintenant la lumière de toutes les couleurs excepté celle qui est annulée par interférence. Le résultat est que la lumière d'une couleur étant annulée, et les autres couleurs étant transmises, la coupe paraîtra teintée. Dans le cas supposé, où les rayons jaunes sont annulés, le cristal apparaîtrait pourpre ; la couleur résultante doit varier avec l'épaisseur de la plaque et l'intensité de sa double réfraction. Dans une coupe extrêmement mince, ou dans une coupe à double réfraction très faible, la différence de phase peut être seulement d'une longueur d'onde du violet clair ; dans une section plus épaisse, ou à double réfraction plus forte, elle peut être d'une longueur d'onde de la lumière rouge ; donc, lorsque l'épaisseur ou la double réfraction croît, des couleurs successives sont éteintes et la section change de teintes suivant une série de couleurs différentes ; pour des différences de deux longueurs d'onde, il y aura récurrence d'une série de teintes quelque peu semblables et de même encore pour trois longueurs d'onde. L'ordre de succession des couleurs doit être à peu près celui des anneaux de Newton, puisqu'elles se produisent d'une manière semblable par la perte de lumière de longueurs d'onde successives à partir du blanc. Tout ce qui a été dit plus haut touchant l'ordre de couleurs dans les anneaux de Newton sera encore vrai ici.

Beaucoup de minéraux peuvent être distingués entre eux rien que par ces teintes ; ainsi dans les coupes de roches de l'épaisseur habituelle (environ 0,04 mm.) le quartz, étant un minéral à double réfraction faible, *polarise* dans les couleurs du premier ordre ; la calcite, minéral à double réfraction très forte, polarise dans les gris éteints, connus sous le nom de *blancs des ordres supérieurs*.

Puisque les couleurs varient avec l'intensité de la double réfraction, et que la double réfraction d'une coupe dépend de sa direction dans le

cristal, des coupes de même épaisseur, taillées suivant des directions différentes, présenteront des couleurs différentes entre les nicols croisés.

20. Phénomènes d'interférence. Lumière convergente. — Considérons d'abord une plaque taillée dans un cristal uniaxe perpendiculairement à l'axe optique. L'indicatrice est un ellipsoïde de révolution, et les sections inclinées du même angle sur l'axe principal sont des ellipses

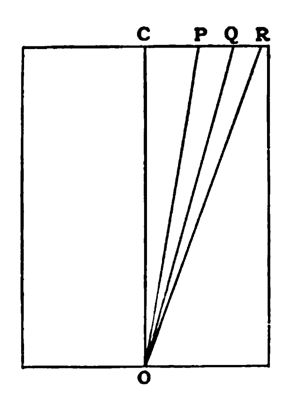


Fig. 316. — Interférence dans un cristal uniaxe.

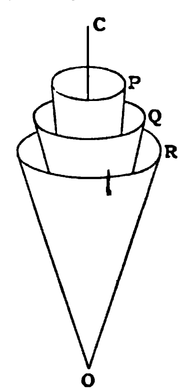


Fig. 317. — Interférence dans un cristal uniaxe.

semblables; la double réfraction diminue depuis la direction perpendiculaire à l'axe principal, où elle est aussi grande que possible, jusqu'à celle parallèle à l'axe principal le long duquel il n'y a plus de double réfraction; car dans ce dernier cas les axes de la section correspondante de l'indicatrice sont égaux, tandis que dans le précédent, ils sont aussi largement différents que possible.

Supposons que la figure ci-jointe (fig. 316) représente une vue de côté du cristal (qui peut être hexagonal ou tétragonal); alors OC, l'axe vertical est aussi l'axe optique. OR peut être une direction pour laquelle, pour une plaque d'épaisseur donnée, la différence de phase pour la lumière du sodium soit λ; alors toutes les autres directions ayant cette inclinaison sur OC correspondront aussi à une différence de phase λ_{Na}.

Toutes les directions inclinées sur OC de l'angle COQ peuvent correspondre à une différence de phase 2λ; et celles situées comme CR correspondre à une différence de phase 3λ, et ainsi de suite. En passant de OP à OQ, la différence de phase a augmenté, non seulement eu égard à la double réfraction, mais aussi au chemin plus long parcouru par les rayons plus obliques dans le cristal. Donc dans toutes les

directions pareilles il y aura obscurité, et dans toutes les directions intermédiaires il y aura lumière, quand la plaque est examinée en lumière convergente du sodium entre les nicols croisés.

Chaque système de directions forme un cône à base circulaire entourant l'axe optique (fig. 317). Le premier cône représente toutes les directions dans le cristal le long desquelles la biréfringence est la même et telle qu'elle produire une différence de phase de λ ; le second de 2λ, et ainsi de suite.

Pour une autre lumière quelconque ou pour une autre épaisseur de plaque, les directions correspondant à des différences de phase

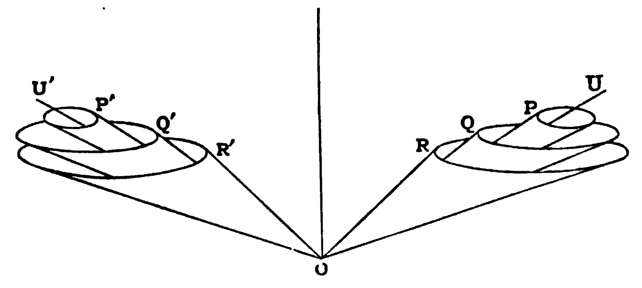


Fig. 318. — Interférence dans un cristal biaxe.

de λ, 2λ, etc., sont aussi représentées par des cônes circulaires autour de OC, mais ils auront un angle plus grand ou plus petit que ceux qui passent par OP ou OQ de la figure 317.

Si l'on se sert de lumière blanche, chaque cône représente des directions suivant lesquelles de la lumière d'une certaine longueur d'onde est annulée, et où par suite de la lumière mixte de couleur complémentaire est transmise. Une coupe d'épaisseur donnée taillée perpendiculairement à une ligne quelconque, telle que OP, dans un de ces cônes aura la même couleur, quand on l'examine entre les nicols croisés, qu'une coupe de même épaisseur taillée perpendiculairement à une autre ligne du même cône passant par O.

Les cônes montrent les directions suivant lesquelles la double réfraction est la même et par suite celles suivant lesquelles les couleurs d'interférence produites en lumière convergente sont les mêmes pour une plaque taillée perpendiculairement à l'axe optique.

Pour les cristaux biaxes les mêmes considérations sont encore vraies. Les directions suivant lesquelles la biréfringence est très faible coïncideront avec les axes optiques UU', mais le cône contenant les directions où la biréfringence est la même doit n'être plus circulaire (en vertu de la symétrie moins élevée du cristal). Le cône ovale

contenant toutes les directions suivant lesquelles la biréfringence est telle qu'elle produise une interférence de λ pour une épaisseur donnée du cristal, étant représenté par P, il y aura un cône semblable P′ entourant l'autre axe optique U′; et à chacun de ceux-ci succéderont des cônes plus larges à bases ovales contenant les lignes suivant lesquelles, (pour la même plaque de cristal également inclinée sur les deux axes optiques) la biréfringence et la longueur du chemin parcouru sont telles qu'elles produisent une interférence de 2λ, 3λ, etc.

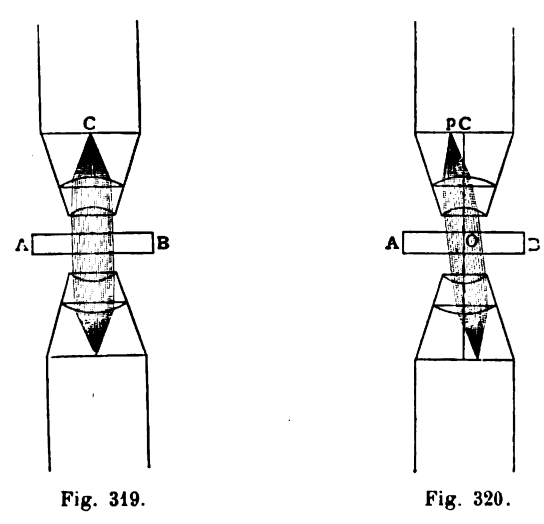


Fig. 319. Fig. 320.

Fig. 319, 320. — Formation d'une figure d'interférence.

La biréfringence le long de chaque ligne est mesurée par la différence entre les axes de la section de l'indicatrice qui lui est perpendiculaire.

L'emploi de la lumière *convergente* rend possible l'observation des effets d'interférence dus à la lumière cheminant suivant un grand nombre de directions différentes à travers une seule et même coupe. Si l'on trace la marche des rayons dans le microscope après qu'ils ont quitté le cristal AB, on voit qu'ils sont de nouveau ramenés ensemble à une courte distance derrière l'objectif. Tous les rayons cheminant parallèlement à l'axe du microscope sont amenés à un foyer en un point C de l'axe (fig. 319); tous les rayons parallèles cheminant à travers le cristal sous une inclinaison donnée CO*p* par rapport à l'axe du microscope sont réunis en un foyer en un point *p* situé à une certaine distance de C (fig. 320). Un faisceau de rayons plus inclinés sur la ligne OC converge en un point situé à une distance plus grande de C. Le résultat est donc

de produire des bandes colorées, dont chaque point différent est produit par des rayons ayant une direction différente dans le cristal. Cet effet peut se voir, comme on l'a indiqué à la page 158, en enlevant l'oculaire, ou en introduisant une lentille à une distance convenable au-dessus de l'objectif ou au-dessus de l'oculaire.

Dans une coupe pratiquée perpendiculairement à l'axe optique d'un cristal uniaxe, le centre du champ correspondra à tous les rayons de lumière qui cheminent le long de l'axe optique et il y aura une tache noire indiquant une direction où il n'y a pas de double réfraction ; il sera entouré d'un cercle coloré correspondant au cône de rayons P de la figure 317 et à celui-ci succéderont à leur tour des cercles successifs dans lesquels les couleurs suivent l'ordre des anneaux de Newton. Ici la figure d'interférence, vue en lumière convergente à travers cette coupe, aura la forme des courbes suivant lesquelles le plan de la section coupe les cônes de la figure 317.

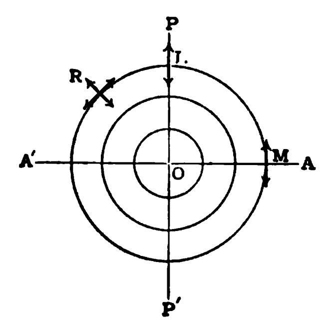


Fig. 321. — Figure uniaxe d'interférence.

On a indiqué plus haut que les cercles de la figure d'interférence uniaxe sont coupés par une croix noire ; nous avons maintenant à expliquer ce fait.

Considérons un point quelconque R dans la figure 321. A ce point correspondent deux rayons, l'un vibrant dans le *plan principal* RO, qui contient l'axe optique ; l'autre vibrant perpendiculairement à ce plan. Ils ont chacun une composante suivant OA et par suite ils sont décomposés dans l'analyseur en deux rayons qui interfèrent et produisent la couleur correspondant au cône passant par R.

Considérons maintenant la lumière correspondant à un point quelconque L sur PP'. Elle chemine à travers le cristal comme un rayon polarisé en plan, vibrant dans le plan principal (voy. p. 171), car elle n'a pas de composante perpendiculaire à celui-ci et par suite elle est éteinte par l'analyseur ; conséquemment un pareil point situé dans le plan PO est un point d'obscurité.

De la même manière le rayon correspondant à M n'a pas de composante suivant OA ; il passe à travers le cristal en vibrant suivant OP seul et est éteint par l'analyseur ; et ceci est vrai pour un rayon quelconque situé dans le plan OM. Donc PP' et AA', les plans de polarisation et d'analyse dans le microscope, deviennent les deux bras d'une croix noire qui coupe les cercles de la figure d'interférence uniaxe.

Dans les cristaux biaxes la forme générale de la figure d'interférence

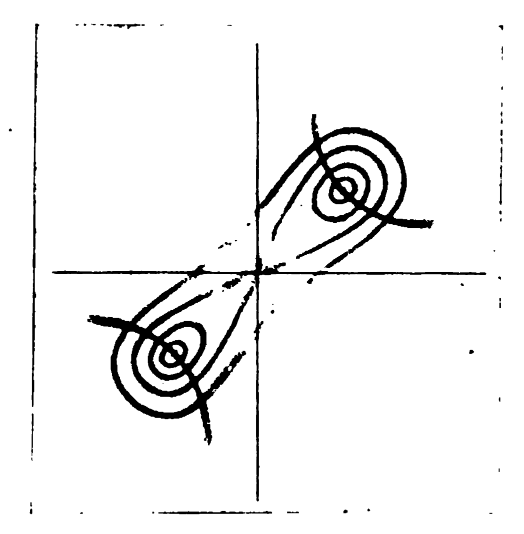


Fig. 322. — Figure d'interférence biaxe, position diagonale.

est indiquée par les cônes d'égal retard de la figure 318, exactement comme celle des cristaux uniaxes était suggérée par la figure 317.

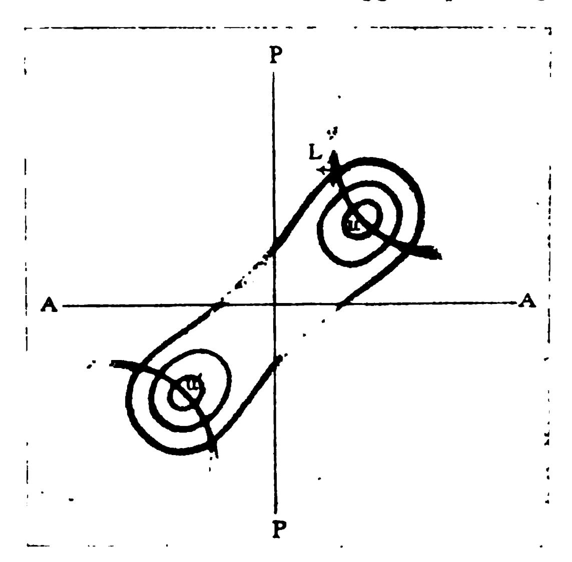


Fig. 323. — Retard de 2 1/2 longueurs d'onde.

Une coupe également inclinée sur les deux axes optiques présentera deux taches noires *u*, *u'* (fig. 323), correspondant aux axes optiques et

celles-ci seront entourées d'anneaux colorés ovales. Les anneaux sont approximativement les courbes connues sous le nom de lemniscates ;

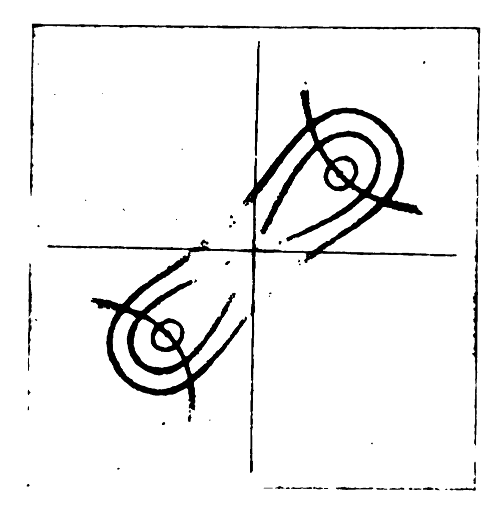


Fig. 324. — Retard de 2 longueurs d'onde.

les premiers anneaux en petit nombre formeront généralement des ovales entourant les axes optiques ; une paire peut se rejoindre au

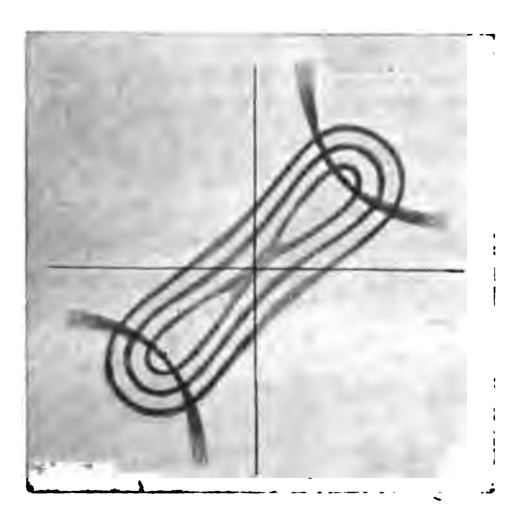


Fig. 325. — Retard d'une longueur d'onde.

centre en donnant une figure en forme de 8, et les anneaux subséquents formeront des courbes continues.

L'effet que produit la réduction d'épaisseur d'une coupe put s'obser-

ver facilement en clivant une plaque de mica en feuilles de plus en plus minces, et ceci est indiqué dans les figures 322 à 326.

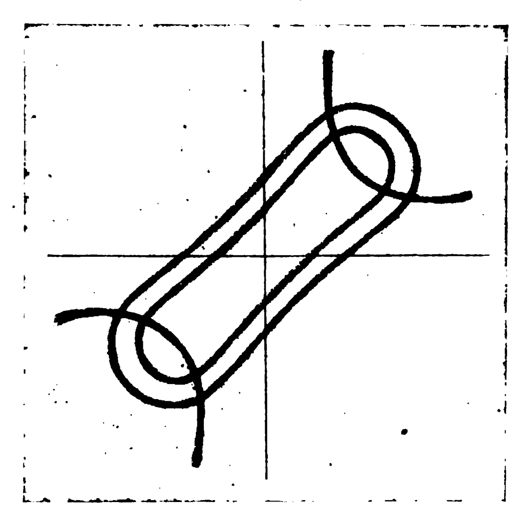


Fig. 326. — Retard de 1/2 longueur d'onde.

De même que dans un cristal uniaxe, les rayons dans un cristal biaxe doivent voyager plus obliquement pour produire un retard donné

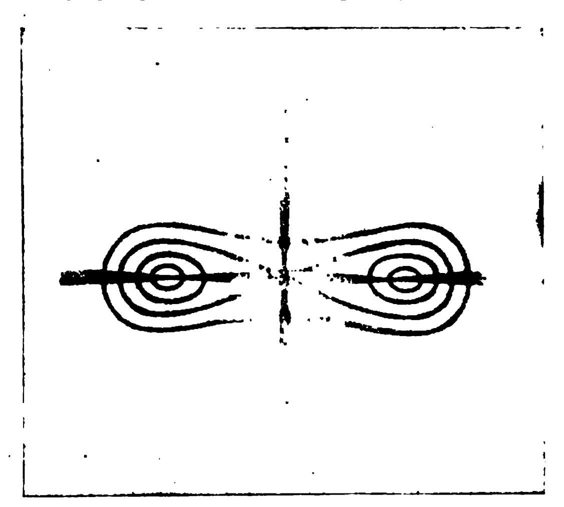


Fig. 327. — Figure biaxe d'interférence ; position d'extinction.

dans une coupe mince que dans une plus épaisse, et les anneaux sont en conséquence plus larges.

Un axe optique ne sera plus recoupé par une croix noire. Il y a

cependant certaines bandes noires qui correspondent à la croix noire de la figure uniaxe. Le cristal étant tourné à 45° de sa position d'extinction, pour un certain point L de la figure les directions de vibration (trouvées, comme on l'a indiqué plus haut, en bissectant les angles entre les deux plans contenant le rayon L et les axes optiques) peuvent se trouver à être parallèles à OP et OA (fig. 323). S'il en est ainsi, l'obscurité se produira pour la même raison qu'au point R dans la figure 321. L'assemblage total de ces points constitue les deux bras d'une hyperbole : l'un d'eux passe par un axe optique *u*, et l'autre par l'autre *u'*; mais ces points ne se trouveront pas sur PP' ou AA', à moins que les axes optiques eux-mêmes ne se trouvent sur l'une de ces lignes et l'hyperbole devient alors une croix (fig. 327.) Si donc l'on fait tourner la coupe avec la platine, les axes optiques tournent avec le cristal autour du centre, mais la figure d'interférence au lieu d'être celle de la figure 322, où les bandes noires ou *brosses* forment une croix, se change en celle de la figure 327, où elles sont les deux branches d'une hyperbole. Dans la première position, le plan des axes optiques coïncide avec PP' ou AA'. La dernière position, où le plan des axes optiques est incliné de 45° sur AA' et PP' est appelée la *position diagonale.*

21. Angle des axes. Bissectrices. — Les axes optiques d'un cristal biaxe sont inclinés l'un sur l'autre d'un certain angle qu'on appelle l'*angle des axes optiques ;* ou *angle axial optique*. Observés dans l'air au moyen du microscope, les axes optiques paraissent comprendre un angle considérablement plus grand, puisque la lumière qui chemine le long d'eux est réfractée hors du cristal avec une divergence plus grande, comme le montre la figure 328.

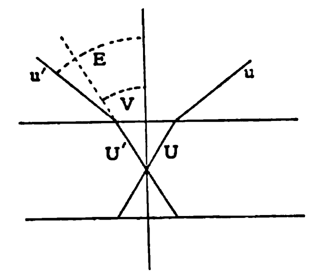


Fig. 328. — Angle axial apparent.

L'angle entre les deux lignes UU' est appelé l'*angle des axes vrais ;* c'est l'angle compris entre les axes optiques dans l'intérieur du cristal et est représenté par le symbole 2V ; mais l'angle observé dans le microscope est celui des deux lignes *u* et *u'* réfractées hors du cristal ; on l'appelle l'*angle axial apparent dans l'air* et il est représenté par 2E.

L'angle axial apparent peut être estimé d'une manière commode et approximative au moyen d'un micromètre placé en dessous de l'oculaire ; chaque division du micromètre correspond à des rayons d'une

certaine obliquité et l'on doit alors estimer l'angle apparent par le nombre des divisions entre les axes optiques. Le micromètre peut être calibré au moyen de cristaux d'angles axiaux connus. La manière de mesurer exactement l'angle optique axial est décrit à la page 210.

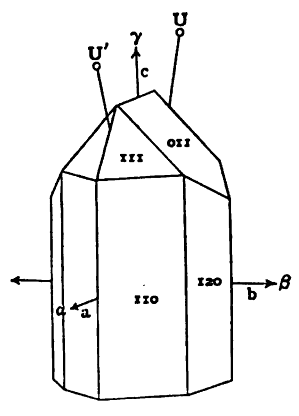


Fig. 329. — Axes optiques de la topaze.

Nous avons supposé jusqu'ici que la coupe a été pratiquée perpendiculairement à la droite qui bissecte l'angle aigu des axes optiques; si elle est taillée perpendiculairement à la droite bissectant l'angle obtus, une portion du système d'anneaux peut encore être visible (comme on peut le voir en considérant la figure 318), mais les rayons correspondant aux axes optiques eux-mêmes sont en général tellement écartés qu'ils sont, ou bien totalement réfléchis à l'intérieur, ou bien réfractés sous un angle apparent tellement grand qu'il sort des limites du champ.

Des trois axes de l'indicatrice pour une couleur donnée, l'un doit coïncider avec la droite qui bissecte l'angle aigu des axes optiques ; on l'appelle la ***bissectrice aiguë*** ou la ***première ligne moyenne***. Un second axe bissecte l'angle obtus compris entre les axes optiques et est appelé la ***bissectrice obtuse*** ou la ***seconde ligne moyenne***. Le troisième, qui doit toujours être l'axe moyen OB, la direction de la vibration de la lumière donnant l'indice de réfraction β, est perpendiculaire au plan des axes optiques et est appelé la ***troisième ligne moyenne***. La figure 329 représente ces trois droites dans un cristal de topaze, dans lequel l'axe vertical du cristal *c* est la bissectrice aiguë, et la brachydiagonale *a* la bissectrice obtuse.

Il est évident que les axes optiques seront généralement visibles à travers une coupe suffisamment mince pratiquée perpendiculairement à la bissectrice aiguë. Un système d'anneaux sans les axes optiques sera visible dans une coupe taillée perpendiculairement à la bissectrice obtuse ; et, dans une section perpendiculaire à la troisième ligne moyenne, on ne verra ni les axes optiques, ni les anneaux, mais seulement une paire de bandes noires courbes.

Lorsque la coupe est perpendiculaire à la seconde ligne moyenne, bien que les axes optiques puissent n'être pas visibles, on verra que les brosses hyperboliques se rassemblent symétriquement en une croix *au centre du champ* et se séparent de nouveau suivant une hyperbole

quand on fait tourner la platine. Ce n'est pas le cas pour une coupe taillée obliquement à une ligne moyenne. Même quand l'axe optique d'un cristal uniaxe, ou les deux axes optiques d'un cristal biaxe ne sont pas complètement visibles, leur position peut être déterminée approximativement par la portion de la figure d'interférence qui tombe dans le champ du microscope.

Les figures ci-jointes (fig. 330, 331) montrent la manière dont les portions de la figure d'interférence peuvent être visibles et peuvent

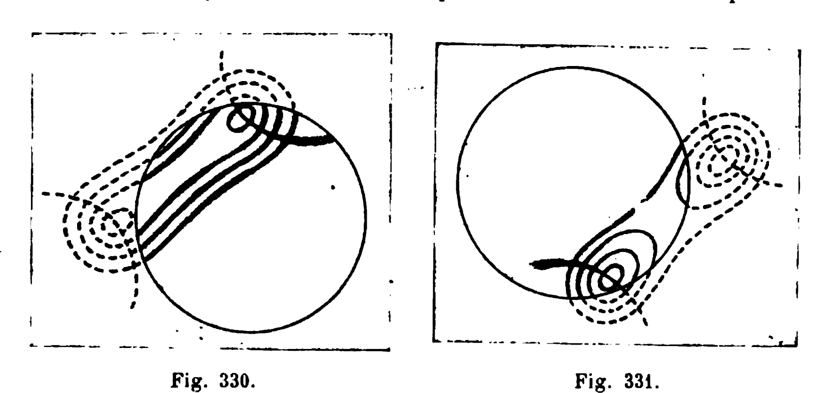


Fig. 330. Fig. 331.

Fig. 330, 331. — Figures d'interférence de coupes taillées obliquement à la bissectrice aiguë.

permettre à l'observateur de construire le reste de la figure, comme on l'a indiqué, en dehors du cercle qui représente le champ.

L'axe optique d'un cristal uniaxe peut toujours se distinguer d'un axe d'un cristal biaxe, puisque le premier est coupé par les *deux* bras d'une croix noire, et le dernier seulement par *une seule* branche d'hyperbole.

22. **Signe de la double réfraction.** — Dans un cristal uniaxe, l'axe optique peut être le grand axe ou le petit axe de l'indicatrice; dans le premier cas, l'indicatrice est un ellipsoïde allongé ressemblant à un œuf; dans le second, c'est un ellipsoïde aplati qui ressemble à une orange. De même dans un cristal biaxe, la bissectrice aiguë peut être le plus grand ou le plus petit axe de l'indicatrice.

La fig. 310 représente l'indicatrice d'un cristal uniaxe, dans lequel OC, l'axe optique est le grand axe; la lumière, dont la direction est OP, se compose alors de deux systèmes de rayons vibrant dans les plans AOP, LOP. De ces deux, quelle que puisse être la direction de OP, un vibre toujours suivant un rayon de l'ellipsoïde égal à OA ; les

rayons de ce genre voyagent avec la même vitesse et sont également réfractés ; ce sont donc les rayons ordinaires. OA est alors l'indice de réfraction ordinaire et OL l'indice de réfraction extraordinaire de la lumière dont la direction est OP.

Or OA est l'axe mineur de l'ellipsoïde. OL est donc plus grand que OA et un indice de réfraction extraordinaire dans un pareil cristal est toujours plus grand que l'indice ordinaire.

On dit qu'un pareil cristal a une *biréfringence positive*. Son axe optique est la direction de vibration correspondant au plus grand indice de réfraction possible du cristal.

Dans un autre cristal uniaxe, l'axe optique peut être la direction de vibration pour l'indice de réfraction le plus petit possible, et un indice extraordinaire quelconque est par suite moindre que l'ordinaire. On dit que les cristaux de ce genre ont une *biréfringence négative*.

Si nous employons le symbole ω pour l'indice ordinaire et ϵ pour l'indice extraordinaire principal de réfraction, le signe de la biréfringence est celui de ϵ-ω. Dans un cristal positif, tel que le quartz, l'indice extraordinaire est plus grand que l'ordinaire. Dans un cristal négatif, tel que la calcite, l'indice extraordinaire est moindre que l'ordinaire.

Par analogie, on emploie les mêmes termes pour distinguer entre les deux sortes de cristaux biaxes ; ceux dont la bissectrice aiguë est le plus grand axe de l'indicatrice, c'est-à-dire la direction de vibration de la lumière correspondant à l'indice de réfraction γ, sont appelés *cristaux positifs ;* ceux dont la bissectrice aiguë est le plus petit axe de l'indicatrice, c'est-à-dire la direction de vibration de la lumière correspondant au plus petit indice de réfraction α, sont appelés *cristaux négatifs*.

Les figures 303 et 304 montrent que l'indicatrice d'un cristal biaxe positif se rapproche comme forme de celle d'un cristal uniaxe positif; semblablement, celles des cristaux négatifs uniaxes et biaxes se ressemblent l'une l'autre comme forme. Nous décrirons à la page 201 la manière dont on détermine pratiquement le signe d'un cristal.

Il arrive quelquefois qu'on voit qu'une coupe, d'après sa figure d'interférence, est perpendiculaire à une bissectrice, mais on ne sait pas si c'est la bissectrice aiguë ou obtuse ; il est seulement certain que le troisième axe moyen doit se trouver dans le plan de la coupe. Néanmoins dans un pareil cas, si la perpendiculaire à la coupe est un rayon de l'indicatrice qui soit plus grand que la troisième ligne moyenne, on sait que c'est une *bissectrice positive ;* s'il est moindre que la troisième ligne moyenne on sait que c'est une *bissectrice négative*.

23. Dispersion des axes optiques et des bissectrices. — On a dit plus haut que l'indicatrice pour la lumière d'une couleur n'est pas la même que celle pour une autre couleur dans un cristal; les axes optiques d'un cristal biaxe doivent donc avoir des positions différentes pour des couleurs différentes. Cette propriété est connue sous le nom de « *dispersion des axes optiques*. En raison du principe fondamental que les plans de symétrie géométrique sont aussi des plans de symétrie pour les caractères physiques, les dispersions des systèmes orthorhombiques et monocliniques sont de différentes sortes.

Système orthorhombique. — Ici les trois axes de symétrie de l'indicatrice doivent coïncider avec ceux du cristal, quelle que soit la couleur de la lumière, et par suite les axes de l'indicatrice doivent coïncider avec ceux du cristal. Donc un axe du cristal doit être la bissectrice aiguë, un second la bissectrice obtuse et le troisième doit être la troisième ligne moyenne. D'autre part, les positions des axes optiques peuvent varier, pourvu qu'ils se trouvent quelque part dans les plans de symétrie ; l'angle axial pour une couleur peut être plus grand que l'angle axial pour une autre couleur.

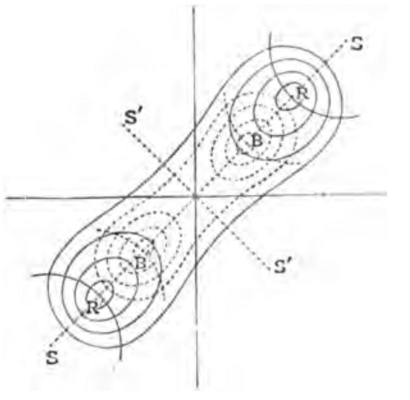


Fig. 332. — Dispersion des axes optiques.

Lorsque l'angle axial pour la lumière rouge est plus grand que celui pour la lumière bleue, la figure d'interférence vue en lumière monochromatique (par exemple, la flamme d'un sel de lithine) peut être indiquée par les lignes continues de la figure 332, tandis que la figure en lumière monochromatique bleue occupe la position des lignes pointillées. S et S′ sont les plans de symétrie du cristal. L'intervalle RR′ est plus grand que BB′.

Dans la lumière blanche, la figure sera la superposition de toutes les figures monochromatiques de ce genre. La brosse hyperbolique occupera en somme la région entre B et R, mais elle sera frangée de couleur ; au point B où la lumière bleue est éteinte, elle sera rougeâtre ; au point R, où la lumière rouge est éteinte, elle sera bleuâtre. Par suite lorsque l'angle axial pour le rouge est plus grand que celui pour le bleu, l'hyperbole apparaîtra rouge sur son côté convexe dans le voisinage des axes optiques ; c'est-à-dire que les portions rouges seront plus ramassées ensemble que les portions bleues.

D'autre part, si l'angle axial pour le rouge est moindre que pour le bleu l'effet est renversé ; la lumière rouge est éteinte en deux points qui sont plus rapprochés l'un de l'autre que ceux où la lumière bleue est éteinte. Les brosses hyperboliques sont bleues sur leur côté convexe et rouges sur leur côté concave (Pl. I, II).

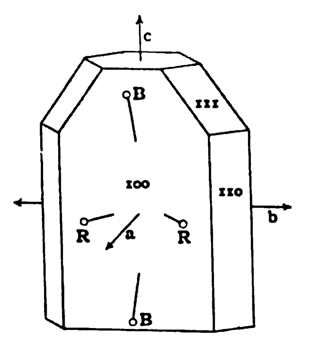


Fig. 333. — Croisement des plans axiaux optiques dans la brookite.

Lorsque l'angle axial pour le rouge est plus grand que celui pour le bleu, ce caractère est exprimé ainsi : $\rho > v$; lorsque l'angle axial pour le rouge est moindre que celui pour le bleu, ceci s'exprime par $\rho < v$.

Il y a encore un autre mode de dispersion possible dans le système orthorhombique.

Un axe d'un cristal, par exemple *a* dans la figure 33, peut être la bissectrice aiguë, mais les axes optiques pour le *rouge* peuvent se trouver dans un plan de symétrie, tel que (001), tandis que les axes optiques pour le *bleu* sont dans l'autre plan de symétrie (010). Ceci ne viole pas la symétrie du système. Dans ce cas, si l'on emploie des lumières de différentes couleurs dans l'ordre des longueurs d'onde croissantes, la figure d'interférence change. Avec la lumière monochromatique bleue, la figure se présente comme cela est indiqué par les lignes pointillées de la figure 334 ; avec la lumière rouge, par les lignes continues ; et comme la transition est graduelle à mesure que grandit la longueur d'onde de la lumière employée, les axes optiques vont en se

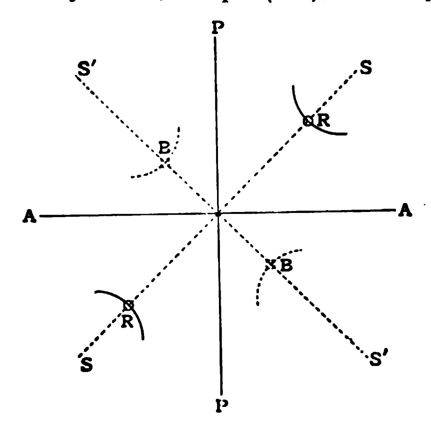


Fig. 334. — Figures d'interférence de la brookite.

rapprochant le long de RR jusqu'à se rejoindre sur la bissectrice et ensuite ils s'ouvrent perpendiculairement à cette droite suivant la ligne BB. Pour quelque couleur intermédiaire, comme le vert, le cristal est uniaxe. Mais on le distingue facilement de cristaux appartenant aux systèmes hexagonaux et tétragonaux, puisque ceux-ci sont uniaxes pour *toutes* les couleurs.

Ce mode de dispersion est remarquablement mis en évidence par le minéral brookite, et est représenté en diagramme dans la figure 333. On dit qu'un pareil minéral a *les plans de ses axes optiques croisés*.

Le trait essentiel et caractéristique des figures d'interférence de tous les cristaux orthorhombiques est leur symétrie par rapport aux deux droites SS et S′ S′.

Système monoclinique. — Ici, en outre de la dispersion des axes optiques, le cristal peut aussi présenter une *dispersion* d'une de ses bissectrices ou de toutes les deux ; car il n'est plus nécessaire qu'elles coïncident toutes les deux avec les axes du cristal et les bissectrices pour différentes couleurs peuvent occuper des positions différentes. Le plan de symétrie doit coïncider avec un des plans axiaux de l'indicatrice ; en d'autres termes, l'axe de symétrie, c'est-à-dire l'axe *b* du cristal, doit coïncider avec l'un des axes de l'ellipsoïde. Les trois cas possibles sont ceux où l'axe *b* coïncide respectivement avec la bissectrice aiguë, la bissectrice obtuse et la troisième ligne moyenne.

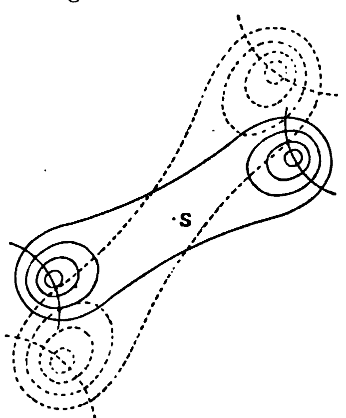


Fig. 335. — Dispersion croisée.

1° *Dispersion croisée. Axe de symétrie, la bissectrice aiguë.* — Ici le centre de la figure est un axe de symétrie. Les axes optiques peuvent se trouver dans des plans différents passant tous par cet axe. La figure 335 montre une disposition possible des axes ; les axes pour le rouge occupent une position différente de celle pour le bleu (en pointillé) ; chaque paire est symétrique par rapport à la bissectrice S. Par suite la figure d'interférence en lumière blanche n'aura pas de ligne de symétrie, mais elle est symétrique par rapport à son centre. Ceci est mis en évidence par le borax, dont la figure d'interférence montre des couleurs qui sont toujours les mêmes à égales distances sur les côtés opposés de la bissectrice, mais qui n'a pas d'autre symétrie.

2° *Dispersion horizontale. Axe de symétrie, la bissectrice obtuse.* — Ici les plans des axes optiques sont, comme plus haut, une série de plans qui se coupent suivant l'axe *b*, mais ils sont vus maintenant le long du plan de symétrie S et non le long de l'axe *b*; conséquemment les axes pour les différentes couleurs doivent être situés, comme dans la figure 336, de manière à être symétriques par rapport au plan S. La

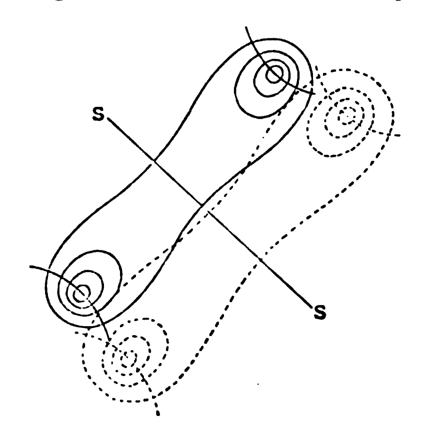


Fig. 336. — Dispersion inclinée.

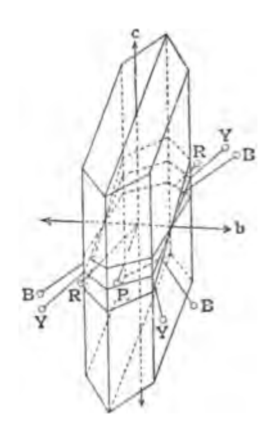


Fig. 337. — Dispersions horizontale et croisée.

figure d'interférence en lumière blanche a une ligne de symétrie S, perpendiculaire à la ligne qui réunit les axes optiques. Ceci se produit dans quelques variétés de feldspath adulaire, dans lesquelles la disposition des couleurs d'interférence est symétrique par rapport à une ligne perpendiculaire au plan des axes. La figure 337 montre ces deux dispersions et indique qu'un cristal qui présente la dispersion croisée par rapport à sa bissectrice obtuse doit montrer la dispersion horizontale par rapport à la bissectrice aiguë, et vice versa.

3° *Dispersion inclinée. Axe de symétrie, la troisième ligne moyenne.* — Ici le plan des axes optiques est le plan de symétrie. Les axes peuvent s'y trouver comme dans la figure 338 ; les axes optiques et la bissectrice peuvent tous les deux être dispersés suivant une direction quelconque dans le plan de symétrie. Par suite la figure, comme on la voit en lumière blanche, n'a qu'une ligne de symétrie seulement, qui réunit les axes optiques (voy. la figure 338 et la pl. II). Dans ce cas la dispersion est souvent reconnaissable, non seulement par la symétrie des couleurs, mais aussi par la différence de taille des anneaux autour des deux axes optiques (fig. 338).

Dans les dispersions ci-dessus, une ligne de symétrie dans la figure

d'interférence montre la direction du plan de symétrie correspondant dans le cristal, et un point de symétrie celle d'un axe.

Comme dans le système orthorhombique, il y a aussi dans le système monoclinique des cristaux dans lesquels le plan axial pour une couleur est perpendiculaire à celui pour une autre ; ainsi la bissectrice obtuse pour le bleu peut coïncider avec *b* (fig. 337) les axes pour le

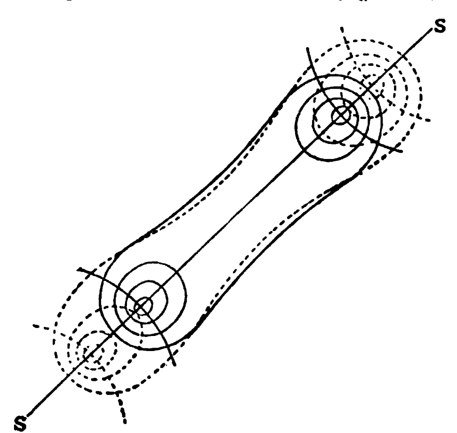


Fig. 338. — Dispersion inclinée ; Voir Planche II.

rouge peuvent se trouver dans le plan de symétrie, ceux pour le bleu étant dans un plan qui lui est perpendiculaire ; et pour une certaine couleur intermédiaire, le cristal sera uniaxe, les axes optiques se trouvant dans le plan de symétrie.

Système anorthique ou *triclinique*. — Les dispersions des axes optiques et des bissectrices peuvent être ici dans des directions quelconques ; par conséquent la figure d'interférence pour la lumière blanche ne possède pas nécessairement une symétrie quelconque.

24. **Absorption de la lumière**. **Pléochroïsme**. — Nous avons vu précédemment qu'une coupe de tourmaline colorée, taillée parallèlement à l'axe, transmet seulement de la lumière que nous pouvons considérer comme vibrant le long de l'axe, l'autre rayon est complètement absorbé. Il est donc évident que l'absorption de lumière dépend de la direction suivant laquelle la lumière vibre dans le cristal.

Bien que peu de minéraux possèdent une différence d'absorption aussi marquée que la tourmaline, dans laquelle un rayon est complètement absorbé quand le cristal est suffisamment épais et fortement coloré, beaucoup possèdent cette propriété à un degré moins marqué, de telle sorte que la lumière d'une couleur donnée soit moins absorbée

quand elle est polarisée dans un plan que quand elle est polarisée dans un autre. Or le plan de polarisation de la lumière transmise varie avec la direction de transmission; donc, dans des cristaux de ce genre, si l'on emploie de la lumière blanche, la couleur du cristal paraîtra différente, suivant la direction dans laquelle la lumière est transmise.

Cette propriété, qui est appelée *dichroïsme* ou plus généralement *pléochroïsme*, est spécialement marquée dans le cas de la cordiérite, minéral qui est aussi connu sous le nom de dichroïte par allusion à ce changement de couleur. Un cristal de cordiérite tenu à la lumière et regardé suivant une certaine direction paraît bleuâtre; dans une autre

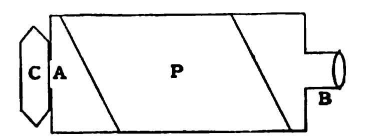


Fig. 339. — Dichroscope.

il paraît jaunâtre. Ce caractère a une importance considérable pour faire la distinction entre quelques-unes des pierres précieuses. Le saphir, le rubis et le chrysobéryl sont nettement pléochroïques. Cette propriété est aussi très importante pour reconnaître les minéraux dans les coupes microscopiques de roches.

Il y a deux manières d'examiner le pléochroïsme.

Les deux faisceaux polarisés en plan, qui peuvent traverser le cristal suivant une direction donnée, sont différemment absorbés : dans l'un la lumière d'une couleur est la plus absorbée; dans l'autre, c'est la lumière de quelque autre couleur qui l'est le plus. Quand ils émergent du cristal, ils seront différemment colorés, et les deux rayons peuvent être observés successivement ou séparément; on les observe successivement sous le microscope (voir p. 209) et simultanément au moyen du dichroscope.

Le dichroscope se compose simplement d'un long rhombe de clivage de calcite P (fig. 339), monté dans un tube qui a une petite ouverture carrée à une extrémité A, et à l'autre une lentille B, par le moyen de laquelle l'ouverture est vue au travers de la calcite et aggrandie. Par suite de sa forte double réfraction, la calcite produit deux images distinctes de l'ouverture, et la longueur du rhombe est choisie de telle manière que les deux images se voient côte à côte sans se recouvrir. L'image ordinaire occupe le centre du champ et est due à la vibration le long de la longue diagonale du prisme; l'image extraordinaire est rejetée de côté (p. 153) et est due à la vibration suivant la plus courte diagonale.

Pour faire usage du dichroscope, il est seulement nécessaire de diriger l'instrument vers une croisée ou une autre source de lumière blanche, de tenir le cristal ou la coupe en avant de la petite ouverture et le tourner jusqu'à ce que les deux images apparaissent aussi différemment colorées que possible.

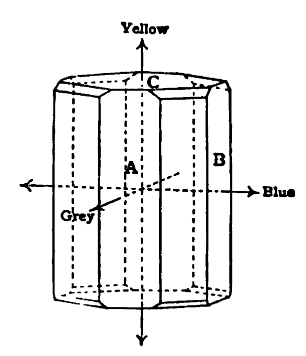


Fig. 340. — Cordiérite.

Un cristal de la cordiérite orthorhombique (fig. 340) examiné dans des directions différentes au moyen du dichroscope, présente les couleurs suivantes.

Lorsque la lumière est due à des vibrations qui se produisent parallèlement à la macro-diagonale, elle est bleue foncée ; quand elle vibre parrallèlement à la brachy-diagonale, elle est bleu gris ; tandis que celle qui vibre parallèlement à l'axe vertical est jaune. Par suite quand on regarde à travers le plan basal, les couleurs des deux images du dichroscope sont grise et bleue (fig. 341) ; à travers le brachy-pinacoïde, les deux images sont bleu gris et jaune ; à travers le macro-pinacoïde elles sont bleu et jaune. Chaque face est *dichroïque* et dans son ensemble le cristal est *polychroïque*.

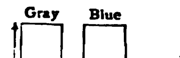


Fig. 341. — Couleurs axiales de la cordiérite examinée à travers de C. (Gray = gris ; Blue = bleu).

Ces couleurs sont appelées les *couleurs axiales*. Examinée en lumière ordinaire, sans le dichroscope, la couleur transmise par le plan basal sera un bleu, qui est un mélange des deux couleurs axiales appartenant aux macro et brachy-diagonales ; de même la couleur du brachy-pinacoïde sera un vert jaunâtre, celle du macro-pinacoïde un vert bleuâtre.

Ces couleurs mélangées, dues à la combinaison des couleurs axiales et observées quand le cristal est examiné à la lumière ordinaire, sont appelées les *couleurs des faces*.

25. **Polarisation rotatoire**. — Une propriété remarquable, que possèdent les cristaux de quartz, est le pouvoir de faire tourner le plan de polarisation de la lumière transmise suivant la direction de l'axe principal. Comme cela est bien connu, cette propriété rotatoire est possédée aussi par les solutions de certaines substances organiques, tels que le sucre et l'acide tartrique, qui cristallisent sous des formes énantiomorphes et possèdent une constitution chimique asymétrique ; mais la propriété a d'abord été découverte dans le quartz.

Des rayons de lumière polarisée en plan qui tombent sur une plaque de quartz dans la direction de l'axe optique émergent comme lumière polarisée en plan, mais le plan de polarisation a tourné autour de cette direction d'un angle qui dépend de l'épaisseur de la plaque et de la couleur de la lumière.

L'angle de rotation est proportionnel à l'épaisseur du cristal et à peu près inversement proportionnel au carré de la longueur d'onde de la lumière.

L'angle de rotation dans le quartz pour chaque millimètre d'épaisseur est approximativement :

Lumière rouge	(Raie A)	13°
Jaune clair	(Raie D)	22°
Bleu clair	(Raie F)	33°

Dans le diagramme ci-joint, si P est la direction de vibration dans le polariseur et A celle dans l'analyseur, les directions de vibration de la lumière rouge, jaune et bleue, après leur passage à travers une section basale de quartz de six millimètres d'épaisseur, qui fait tourner le plan vers la droite (c'est-à-dire dans le sens des aiguilles d'une montre) seront représentées par les lignes R, Y, et B respectivement. En conséquence, si l'on emploie la lumière du jour, la seule lumière éteinte sera le bleu dont la vibration est à peu près perpendiculaire à A ; une certaine portion de la lumière rouge et jaune sera transmise et la plaque paraîtra orange. Si maintenant l'analyseur est tourné vers la droite (ou dans la direction des aiguilles d'une montre) les couleurs s'éteindront dans l'ordre : rouge, orangé, jaune, vert et la section apparaîtra verte, changeant au bleu, pourpre et rouge avec la rotation de l'analyseur.

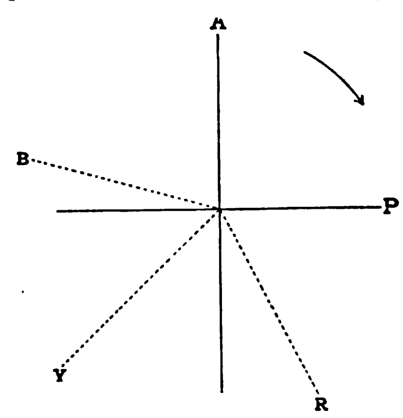


Fig. 342. — Polarisation rotatoire.

Quelques cristaux de quartz font tourner le plan de polarisation à droite, d'autres à gauche.

Ainsi dans une dextro-rotation, ou dans un cristal de quartz droit, une rotation à main droite de l'analyseur fera prendre à la coupe une succession de teintes vives qui passent du bleu au rouge par le pourpre.

Dans un cristal de quartz gauche, une rotation à gauche de l'analyseur produira la même succession de teintes ; il est facile de faire de cette manière la distinction entre les deux sortes de cristaux.

Examinée en la lumière convergente entre les nicols croisés, la coupe donnera la figure ordinaire uniaxe, avec cette différence que le centre du champ est occupé non plus par le centre d'une croix noire, mais par une tache de couleur (fig. 343) correspondant à la lumière qui a traversé le cristal suivant l'axe principal, la teinte dépendant de l'épaisseur de la coupe ; et cette tache centrale change de teinte, comme on vient de l'expliquer, quand on fait tourner l'analyseur.



Fig. 343. — Figure d'interférence du quartz.

Brewster et Herschel ont montré que la polarisation rotatoire est intimement liée à la forme cristalline. Un cristal de quartz qui est optiquement droit est aussi droit dans le sens cristallographique employé à la page 87. Des deux cristaux énantiomorphes de quartz représentés dans les figures 192, 193, l'un (fig. 192) est optiquement droit, l'autre (193) est optiquement gauche.

Le seul autre minéral connu pour montrer la polarisation rotatoire est le cinabre qui possède un pouvoir rotatoire plus que treize fois plus grand que celui du quartz. Le cinabre appartient aussi à la classe de cristaux du quartz. Quelques autres substances uniaxes cependant possèdent le même pouvoir, non seulement des substances hexagonales comme le thiosulfate de calcium, le thiosulfate de strontium et le périodate de sodium, mais aussi des tétragonales, comme le sulfate de quinine.

En outre de celles-ci, certains cristaux appartenant au système cubique, comme le chlorate et le bromate de sodium, font aussi tourner le plan de polarisation ; dans les cristaux uniaxes, on ne peut observer la polarisation rotatoire que dans la direction de l'axe optique ; mais dans ceux du système cubique, la lumière polarisée tourne d'un angle dépendant de l'épaisseur du cristal traversé, quelle que soit la direction de la lumière. A cet égard, un cristal cubique actif se comporte donc exactement comme une solution optiquement active.

Ces substances ressemblent toutes au quartz en cristallisant en formes énantiomorphes, et des deux cristaux supplémentaires, l'un est

toujours droit et l'autre gauche, au sens optique aussi bien que cristallographique.

On a généralement supposé que tous les cristaux énantiomorphes appartenant aux systèmes cubique ou uniaxe sont optiquement actifs, et que réciproquement tous les cristaux optiquement actifs doivent être énantiomorphes. Néanmoins ceci n'a pas été démontré, car la cuprite, le sel ammoniaque, et le nitrate de baryum ne font pas tourner le plan de polarisation et il n'y a pas de preuves que les thiosulfates de calcium et de strontium soient hémiédraux asymétriques.

26. Constantes optiques. Afin de définir exactement pour un minéral quelconque tous les caractères cristallo-optiques que nous avons décrits ci-dessus, il est nécessaire de connaître les axes de l'indicatrice pour les différentes couleurs et les positions qu'ils occupent dans le cristal. Quand on a déterminé pour une lumière d'une couleur quelconque les longueurs relatives et les directions des axes de cet ellipsoïde, on peut en déduire exactement la réfraction, la double réfraction, toutes les directions d'extinction et l'angle des axes optiques pour cette couleur. Quand de plus on a déterminé les positions relatives des ellipsoïdes pour diverses lumières colorées, on connaît aussi les dispersions des axes optiques et des bissectrices.

Les axes de l'indicatrice pour une certaine couleur sont simplement $OA = \alpha$, $OC = \gamma$ (les indices de réfraction maxima et minima pour cette couleur) et $OB = \beta$ l'indice de réfraction commun aux rayons transmis suivant diverses directions dans le plan AOC (figs. 304, 306).

Les constantes principales à déterminer sont donc les trois indices de réfraction pour la lumière polarisée dans les plans BOC, COA, AOB; ou pour se servir du langage employé plus haut, pour la lumière vibrant suivant OA, OB, OC.

Ces trois indices de réfractions sont appelés les trois *indices principaux* du cristal.

Dans le système monoclinique, les directions des axes de l'indicatrice sont définies en indiquant quelle est la paire qui se trouve dans le plan de symétrie (010), et quel est l'angle entre l'un d'eux et l'axe vertical du cristal. Si cet axe de l'indicatrice est situé dans l'angle obtus des axes du cristal *ac*, son inclinaison sur *c* est appelée positive ; s'il est dans l'angle aigu, elle est négative.

On décrit aussi l'absorption de lumière dans un cristal par rappport aux trois mêmes droites; à cet effet il est seulement nécessaire d'indiquer la couleur de la lumière vibrant suivant chacun des trois

axes et la grandeur relative de l'absorption. Ainsi l'absorption dans la cordiérite est complètement définie comme il suit : « $\alpha = c$, $\beta = a$, $\gamma = b$, » qui donne la position des axes; « α jaune, β gris, γ bleu » qui donne les couleurs axiales ; « absorption pour $\gamma >$ absorption pour $\beta >$ absorption pour α », qui donne la grandeur de l'absorption. On se rappellera que les grandeurs relatives des indices de réfraction eux-mêmes sont toujours $\gamma > \beta > \alpha$.

De même pour un cristal uniaxe, comme la tourmaline, on se rapporte aux indices ordinaires et extraordinaires ω et ε (par exemple : pour la tourmaline, absorption pour $\omega >$ absorption pour ε).

Il ne paraît pas y avoir de raison pour que, dans les cristaux biaxes (excepté dans le système orthorhombique) les axes principaux d'absorption coïncident avec les axes de l'indicatrice, qui sont purement caractéristiques pour la réfraction ; et à la vérité, dans le cas de l'épidote, il a été prouvé qu'ils ne coïncident pas, mais les premiers sont difficiles à découvrir, de sorte que le caractère de l'absorption est généralement exprimé par rapport aux axes de l'indicatrice.

Les deux exemples suivants, le béryl comme minéral uniaxe et le diopside comme minéral biaxe, montrent comment les constantes optiques peuvent être commodément décrits.

Béryl (fig. 169). — Biréfringence négative, faible.

	ROUGE (Li)	JAUNE (Na)	VERT (Tl)
	—	—	—
ω	1,586	1,589	1,592
ε	1,579	1,582	1,584
$\varepsilon - \omega$	— 0,007	— 0,007	— 0,008

Absorption faible, $\varepsilon > \omega$; ε bleuâtre, ω vert.

Pouvoir réfractif (moyenne des indices de réfraction pour la lumière du sodium) faible = 1,585.

Ces nombres indiquent que le baryl ne possède pas le brillant appartenant aux minéraux dont le pouvoir réfractif est fort ; que son pléochroïsme (couleur des faces) n'est pas marqué ; et qu'une coupe mince examinée entre les nicols croisés donnera les couleurs des ordres inférieurs, comparée aux minéraux à forte biréfringence.

Diopside (fig. 344) Biréfringence positive, forte ; plan des axes (010).

	ROUGE (Li)	JAUNE (Na)	VERT (Tl)
	—	—	—
α	1,6675	1,6710	1,6749
β	1,6744	1,6780	1,6818
γ	1,6962	1,7000	1,7045

	ROUGE (Li)	JAUNE (Na)	VERT (Tl)
	—	—	—
$\gamma - \alpha$	0,0287	0,0290	0,0296
$c : \gamma$	+ 39°,12′	+ 39°,6′	+ 39°,3′
2V	58°,12′	58°,43′	58°,30′

Absorption forte ; α vert olive, β vert gazon, γ vert gazon.

Les nombres ci-dessus montrent que le pouvoir réfractif β et la biréfringence (γ-α) sont forts. La bissectrice aiguë est inclinée d'environ 39°

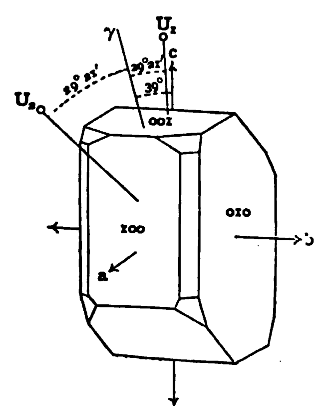


Fig. 344. — Axes optiques du diopside.

sur l'axe vertical dans l'angle obtus, entre a, c, et c'est la direction de vibration correspondant à l'indice γ. La dispersion de la bissectrice est très petite, pas plus de 9′ entre le rouge et le vert ; la dispersion des axes optiques est $\rho > v$, mais très petite, et seulement de 22′ entre le rouge et le vert.

Le minéral possède un brillant marqué et un pléochroïsme très faible, et des coupes minces donnent des teintes d'interférence d'ordres élevés, comparées à celles du béryl.

Les positions des axes optiques U_1 U_2 et de la bissectrice aiguë sont données dans la figure 344.

CHAPITRE VII

DÉTERMINATION DES PROPRIÉTÉS OPTIQUES AU MOYEN DU MICROSCOPE ET DU GONOMÈTRE

Il nous reste à montrer comment on peut déterminer ou estimer pratiquement les constantes optiques d'un minéral. La mesure des trois indices principaux de réfraction d'un cristal de biaxe demanderait deux prismes taillés symétriquement dans le cristal avec leurs arêtes parallèles à deux axes de l'indicatrice; chaque prisme donnerait alors deux images réfractées de la fente du collimateur quand on l'examinerait au moyen du goniomètre de la figure 265, et chaque image suffirait pour la mesure d'un indice par la méthode de la moindre déviation décrite dans tous les traités de physique.

Pour les usages pratiques du minéralogiste dans l'identification d'un minéral transparent, il est généralement suffisant de mesurer le pouvoir réfractif moyen et la biréfringence, et de trouver la position des axes optiques et le signe de la biréfringence. La dispersion des axes optiques ou de la bissectrice peut être estimée d'une manière suffisante par l'observation de la figure d'interférence en lumière blanche.

1. Pouvoir réfractif et biréfringence. — On peut souvent déterminer le pouvoir réfractif d'un cristal en employant deux faces naturelles comme prisme réfractant et en employant le goniomètre pour mesurer (1) α l'angle du prisme comme on l'a défini page 36; (2) δ, l'angle de moindre déviation de la lumière traversant le prisme. L'indice de réfraction μ est alors donné par la formule

$$\mu = \frac{\sin \frac{(180^\circ - \alpha) + \delta}{2}}{\sin \frac{180^\circ - \alpha}{2}}$$

Le cristal fournira en général deux images de la fente du collimateur qu'on peut voir côte à côte dans le champ du télescope, et l'on en

tirera deux indices de réfraction; leur moyenne peut être prise pour représenter la réfraction, et leur différence la biréfringence du cristal dans la direction de la lumière transmise (*mn* dans la fig. 345).

Si le minéral est uniaxe et si les faces sont deux faces appartenant aux formes du prisme, ces deux indices seront actuellement ω et ε; et leur différence sera la mesure exacte de la biréfringence du minéral. Car des deux rayons réfractés par un pareil prisme, l'un vibre suivant une ligne horizontale et l'autre suivant la ligne verticale, puisque les rayons

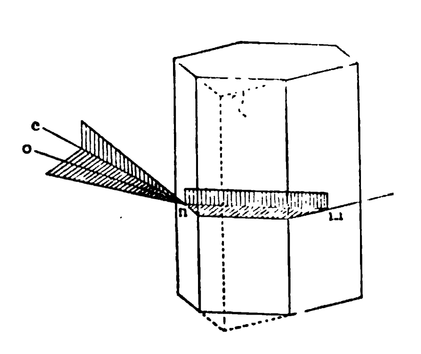


Fig. 345. — Réfraction à travers un prisme d'un cristal uniaxe.

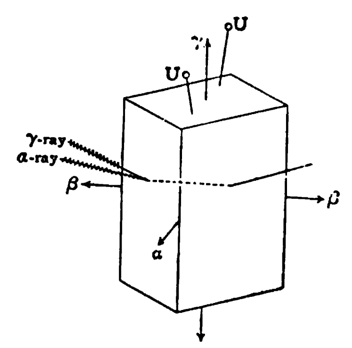


Fig. 346. — Réfraction à travers un prisme d'un cristal biaxe

(α-ray = rayon α; γ-ray = rayon γ.)

eux-mêmes voyagent dans le plan horizontal. La figure 345 représente la réfraction de la lumière à travers les faces *mn* d'un prisme hexagonal appartenant à une substance positive.

Un prisme coupé suivant une autre direction quelconque donnera deux indices, dont l'un est ω tandis que l'autre se trouve entre ω et ε.

Parmi les minéraux biaxes, ceux seulement qui appartiennent au système orthorhombique sont de nature à donner des prismes naturels convenables pour mesurer à la fois la réfraction et la biréfringence.

Par exemple un prisme du minéral orthorhombique positif de la figure 346, en vertu de sa symétrie, transmettra la lumière qui, dans la direction de la moindre déviation, voyage le long de l'axe β, et par suite vibre suivant les axes α et γ de l'indicatrice; un pareil prisme donnera donc les indices α et γ et la biréfringence γ — α. Des faces asymétriques du prisme sur des cristaux du même minéral donneront γ et un indice entre α et β, mais leur différence sera moindre que γ — α, de sorte que des faces de ce genre suffiront pour déterminer approximativement le pouvoir réfractif, mais pas la biréfringence exacte du minéral. C'est aussi le cas en général pour des prismes formés par des faces naturelles de minéraux monocliniques et tricliniques. Avec des cristaux

de ce genre, si l'on fait des observations sur plusieurs paires de faces, celles qui accusent la plus grande différence entre les deux indices donneront une biréfringence approchant de très près la biréfringence vraie du minéral.

On peut de cette manière mesurer très convenablement le pouvoir réfractif et la biréfringence des pierres précieuses à facettes en utilisant une paire de facettes comme prisme réfractant.

Pour la plupart des minéraux, un prisme d'environ 120° est convenable.

On devra se rappeler qu'un prisme, dont l'arête est parallèle à un des axes de l'indicatrice, tel que OC, donnera toujours, comme l'une des deux valeurs, l'indice correspondant γ (comme cela est indiqué dans la figure 346). Ainsi un prisme dont l'arête est perpendiculaire (010) donnera un indice principal d'un cristal monoclinique.

Réflexion totale. — Si les indices de réfraction d'un minéral sont en dessous de 1,75, on peut les mesurer très commodément par la méthode

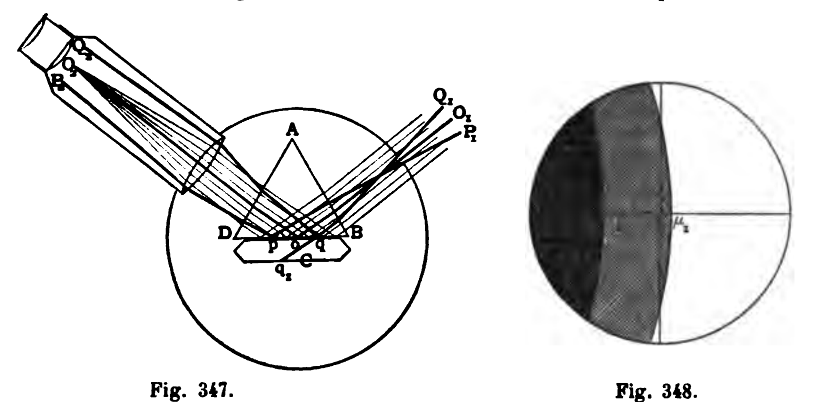


Fig. 347. Fig. 348.

Fig. 347 et 348. — Mesure des indices par la réflexion totale.

de la réflexion totale. Lorsque la lumière voyageant dans un verre dont l'indice de réfraction est n, rencontre une surface où il est en contact avec un cristal dont l'indice de réfraction μ est moinde que n, si l'angle d'incidence est égal à ou plus grand que i où $\sin i = \frac{\mu}{n}$, la lumière est totalement réfléchie. Si donc l'on connaît l'indice n du verre et si l'on peut mesurer l'angle i de réflexion totale, on peut en déduire l'indice μ.

La mesure peut s'effectuer ainsi au moyen du goniomètre télescope de la figure 265.

Un prisme de verre très réfringent est monté sur le porte-cristal et

mis à point (fig. 347). Le cristal C est fixé sur un support ajustable de manière qu'une de ses faces soit en contact vrai avec la face BD du prisme et l'on assure un contact parfait en plaçant une goutte d'iodure de méthylène entre C et BD. La lumière pénètre dans le prisme par A, est réfléchie sur la surface de C et est observée à travers le télescope T. Toute la lumière (*o* à *p*) dans le prisme tombant sous une incidence suffisamment oblique sur C est totalement réfléchie et est par suite plus brillante que celle (*o* à *q*) qui tombe sur C sous une incidence plus petite, puisqu'une portion de cette dernière est perdue par la réfraction dans C.

Le champ du télescope est en conséquence éclairé comme dans la figure 348 où la portion brillante de droite est due à la lumière O_2 P_2, qui a été totalement réfléchie. Dans une substance isotrope, telle qu'un cristal cubique, celle-ci est séparée de la partie plus foncée à gauche par une seule ligne bien nette correspondant à l'angle d'incidence qui appartient à son indice ; dans le cas d'autres cristaux, le champ est traversé par deux lignes correspondant aux deux angles d'incidence qui appartiennent aux deux indices μ et μ_2.

Évidemment l'angle du prisme de verre et son indice de réfraction étant connus, on peut facilement mesurer l'angle d'émergence de la lumière au travers de B et par suite l'angle i de réflexion totale. Ceci donne pour la face particulière du cristal C, qui est en contact avec BD, deux indices de réfraction qui peuvent être calculés à l'aide de l'angle du prisme et de son indice de réfraction connu ; la plus grande différence obtenue entre les indices en tournant chaque face du cristal dans son propre plan, de manière qu'il soit toujours en contact avec BD, mesure la biréfringence.

Le réflectomètre total de la figure 349 est un instrument commode qui permet de faire rapidement et facilement une mesure approximative du pouvoir réfractif et de la biréfringence d'une face quelconque d'un cristal.

A une extrémité du tube représenté dans la figure 349 se trouve une lentille hémisphérique A de verre très réfringent, avec son centre dans l'axe du tube et sa surface plane inclinée d'environ 30° sur l'axe. De la lumière diffuse tombe sur elle à travers un verre dépoli en B. S est une échelle gravée sur verre et L une lentille par laquelle on regarde S. Une face plane du cristal C étant pressée contre le front A, après qu'une goutte d'iodure de méthylène a été interposée entre C et A, la lumière incidente suffisamment oblique qui passe par A subit une réflexion totale. Une portion correspondante de l'échelle est plus bril-

lamment éclairée que le reste, et, comme plus haut, on voit dans le champ deux ombres D, E ; elles correspondent aux deux indices de réfraction de la face du cristal. Il est seulement nécessaire de graduer

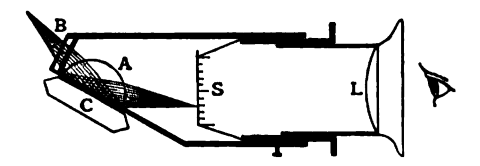


Fig. 349. — Réflectomètre total.

l'échelle auparavant en plaçant contre A diverses substances isotropes, liquides ou solides, d'indices de réfraction connus ; ces dernières doivent être examinées à la lumière du sodium et l'on note pour chacune d'elles les points correspondants de l'échelle qui sont coupés par l'ombre. On connaît ainsi les indices de réfraction correspondant à un certain nombre de lectures sur l'échelle, et la valeur du reste peut se trouver en construisant une courbe. F représente l'ombre donnée par une substance isotrope dont l'indice de réfraction est moindre que ceux qui correspondent à D, E.

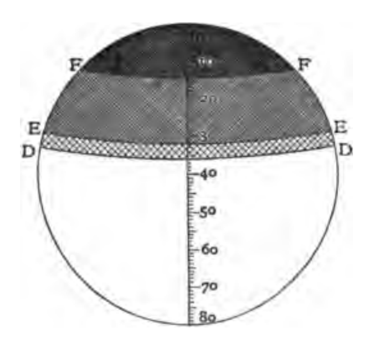


Fig. 350.

La couche de liquide, étant une plaque, n'altère pas l'angle enregistré par l'instrument ; et l'on n'a pas besoin de connaître son indice de réfraction.

On pourrait employer d'autres liquides d'indice de réfraction plus élevé, mais ils sont pour la plupart corrosifs ou instables. Un des plus convenables de tous les liquides est le monobromo-naphtalène, dont l'indice est 1,66, et par suite considérablement moindre que celui de l'iodure de méthylène, mais il ne noircit pas à l'air aussi facilement que ce dernier.

L'intervalle entre les ombres D, E, indique d'un coup d'œil la grandeur de la biréfringence, et si l'on emploie de la lumière blanche, la largeur des franges colorées qui bordent chaque ombre indique le pouvoir dipersif du cristal.

2. **Signe de la biréfringence.** — Le signe d'un fragment de minéral, d'une coupe ou d'un cristal, se reconnaît en superposant sur lui

une plaque d'un cristal dont la biréfringence est connue et en observant dans quelle position cette dernière augmente ou diminue l'effet du cristal.

Ceci peut se faire, soit en lumière parallèle en observant le changement de teinte du cristal, soit en lumière convergente en observant le changement de forme de la figure d'interférence.

Considérons d'abord la dernière méthode, les cristaux témoins employés en lumière convergente sont : 1° pour les cristaux uniaxes « une plaque de mica-quart d'onde » ; et 2° pour les cristaux biaxes un « coin de quartz ».

3. **Emploi de la plaque de mica avec les cristaux uniaxes.** — Le mica est un minéral biaxe (monoclinique) qui se clive très facilement à peu près perpendiculairement à la bissectrice aiguë ; les plaques de clivage peuvent s'obtenir de la finesse qu'on désire. Une plaque de clivage, dans laquelle les deux ondes lumineuses voyageant suivant la direction de la bissectrice aiguë sont rendues différentes d'un quart de longueur de la lumière de couleur moyenne, est appelée une plaque quart d'onde ; examinée en lumière convergente, elle donne elle-même une figure d'interférence, dans laquelle le premier anneau est continu et semblable au second anneau de la figure 351.

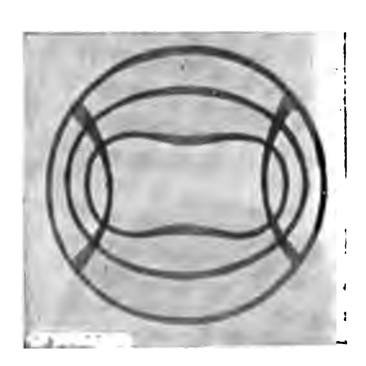


Fig. 351. — Différence de phase $<$ que γ.

La plaque est coupée sous une forme oblongue (fig. 352) et montée entre deux plaques de verre pour la protéger, sa plus grande longueur est celle du plan qui contient les axes optiques. Le mica est un minéral négatif, de sorte que, des deux lignes d'extinction dans la plaque, l'une, OB, est l'axe moyen de l'indicatrice proportionnel à l'indice β, et l'autre, OC (la bissectrice obtuse) est le plus grand axe, proportionnel à l'indice γ. La figure 352 montre la nature de la section elliptique de l'indicatrice par la plaque de mica. Un rayon entrant dans la plaque est divisé en

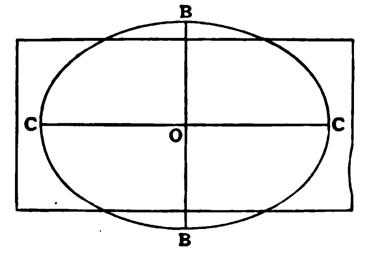


Fig. 352. — Biréfringence d'une plaque de mica.

deux : un vibrant suivant OB et voyageant plus vite, l'autre vibrant suivant OC et voyageant moins vite ; dans leur passage à travers la plaque, ce dernier est retardé de $\frac{1}{4}\lambda$ par rapport au premier. Considérons l'action sur une figure uniaxe d'une plaque de ce genre insérée dans le microscope entre la coupe et l'analyseur. Supposons que la figure 353 représente la figure d'interférence d'un minéral uniaxe positif et admettons que la plaque de mica soit insérée le long de la ligne CO, à 45° des lignes OP, OA.

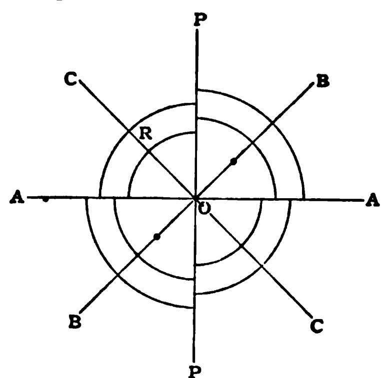


Fig. 353. — Action de la plaque de mica.

Considérons un point R du premier anneau, où la différence de phase soit λ ; elle est due à l'interférence de deux rayons, l'un, le rayon extraordinaire vibrant suivant RO, qui est parallèle à OC ; l'autre, le rayon ordinaire, vibrant parallèlement à OB (fig. 321). Puisque le cristal est positif, ce dernier est le plus petit axe de l'indicatrice apparte-


Fig. 354. — Figure uniaxe.


Fig. 355. — Figure uniaxe (plaque de mica insérée).

nant au cristal et par conséquent le rayon vibrant dans cette direction correspond à un indice de réfraction moindre et voyage plus rapidement que l'autre à la fois dans la coupe du minéral et dans la plaque de mica. La différence de phase sera $\lambda + \frac{1}{4}\delta$, au lieu de λ, et il y aura de la lumière au lieu d'obscurité au point R. Le premier anneau obscur se produira en un point entre R et O, où la différence de phase due au cristal était $\frac{3}{4}\lambda$, de telle sorte que l'action de la plaque l'a portée à λ; et il se produit une interférence complète.

L'effet de la plaque de mica sur l'ensemble des deux quadrants bissectés par CC sera le même; les anneaux seront tous repoussés vers le centre ; dans ces quadrants, l'effet du mica s'ajoute à l'effet du cristal. Le résultat est le même que si la coupe du cristal était augmentée d'épaisseur, et les anneaux sont rapprochés les uns des autres.

Dans les deux autres quadrants restants, l'effet est juste le contraire. Ici encore le rayon extraordinaire vibre dans le plan, qui contient le rayon et l'axe optique ; mais ce plan est maintenant parallèle à la ligne OB dans la plaque de mica et c'est par suite le plus grand rayon dans l'indicatrice du mica, mais l'axe mineur de l'indicatrice appartenant au cristal; le résultat est le même que si la coupe était rendue plus mince et les diamètres des anneaux sont augmentés. Dans deux points de ces quadrants, où la différence de phase due au cristal est $\frac{1}{4}\lambda$, la double réfraction du cristal est exactement annulée par celle du mica, et, dans chacun de ces quadrants, il y aura une tache noire, tandis que le centre du champ devient clair.

Donc pour un cristal positif, les anneaux s'ouvrent suivant le plus court diamètre de la plaque de mica et se contractent suivant le plus grand diamètre. Dans un cristal négatif, les directions de vibration correspondant à la plus grande et à la plus petite vitesse sont interchangées, et les mêmes considérations montreront que les anneaux doivent s'élargir le long de la plaque de mica et se contracter suivant sa largeur.

L'action de la plaque de mica sur la figure uniaxe d'interférence de la figure 353 est indiquée dans la figure 355.

Comme moyen mnémonique technique on observera que la ligne suivant laquelle l'axe optique se manifeste suivant deux taches noires forme le signe *plus* avec la longueur de la plaque de mica dans un cristal positif et le signe *moins* dans un cristal négatif.

La plaque de mica ne peut pas être employée commodément dans les coupes extrêmement minces où les anneaux sont largement séparés.

4. **Emploi du coin de quartz avec les cristaux biaxes.** — Le principe qui consiste à noter dans quelles positions un cristal de signe connu augmente la double réfraction d'une coupe et dans quelles positions il la diminue, quand on le place sur la coupe, peut aussi être employé pour déterminer le signe des cristaux biaxes. Mais ici la plaque de mica n'est pas d'un emploi aussi commode puisqu'il n'y a pas ici de point tel que le centre d'une figure uniaxe, par lequel passe toujours la direction de vibration de l'un des rayons.

Le quartz est un minéral positif. Une section taillée dans un long prisme de quartz parallèlement à l'axe optique est donc une coupe dans laquelle la longueur de cette coupe est la ligne de vibration correspondant aux rayons de moindre vitesse ou plus grand indice de réfraction ; à cet égard elle ressemble à la plaque de mica. Une

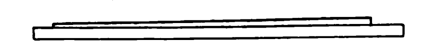


Fig. 356. — Coin de quartz sur une plaque de verre. Vue de côté.

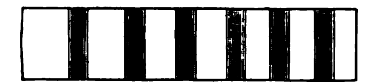


Fig. 357. — Coin de quartz vu en lumière parallèle.

coupe ainsi pratiquée parallèlement à l'axe optique de manière à être moins épaisse à une extrémité qu'à l'autre (fig. 356, vue de côté) examinée en lumière parallèle entre les nicols croisés, présentera des teintes qui varieront avec l'épaisseur de la coupe, à l'extrémité la plus mince elle peut montrer les gris faibles et les jaunes du premier ordre dans l'échelle de Newton; ces teintes s'élèvent graduellement au second et au troisième ordre à mesure qu'on examine le coin de plus en plus loin de son extrémité la plus mince ; des bandes d'une couleur après l'autre apparaîtront successivement à mesure qu'on déplace le coin en travers de la platine (fig. 357, à laquelle il faut comparer la figure 284 de la page 147). Un pareil coin donne le moyen de superposer l'épaisseur de quartz que l'on désire sur la coupe à examiner.

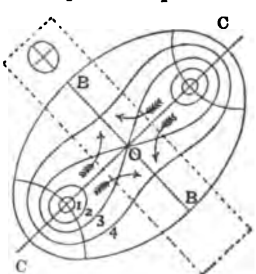


Fig. 358. — Action du coin de quartz sur une figure biaxe.

Le coin de quartz doit être aussi mince que possible à son arête et augmenter graduellement d'épaisseur vers son extrémité plus épaisse. Dans l'examen des figures d'interférence biaxes, on l'insère (comme le mica) à travers une ouverture du tube entre l'objectif et l'analyseur, de manière que sa longueur, la ligne de l'axe optique, soit inclinée de 45° sur les plans de polarisation et d'analyse.

Supposons que la figure 358 représente la figure d'interférence vue suivant la bissectrice aiguë d'un cristal biaxe *négatif* dans la position diagonale, et supposons que le coin de quartz soit d'abord inséré parallèlement au plan des axes. Dans le cristal, OB est l'axe moyen et OC le grand axe de l'indicatrice; dans l'indicatrice du quartz, OB est l'axe mineur et OC l'axe majeur. Donc au centre de la figure, l'effet du coin de quartz sera ajouté à celui de la coupe du cristal. Le résultat sera le

même que si l'épaisseur de la coupe était augmentée ; une interférence complète se produira pour des rayons de moindre obliquité que pour une coupe mince; et les lemniscates, si elles sont visibles, se rapprocheront les unes des autres.

Supposons maintenant le coin de quartz inséré, comme dans la figure 358, perpendiculairement à la ligne qui joint les axes optiques du cristal. Les directions, qui correspondent aux plus grand et plus petit indices dans le coin sont maintenant renversées ; et son effet, agissant en opposition avec celui du cristal, produit le même effet que si la coupe était rendue plus mince. Les anneaux au centre de la figure s'élargissent, et à mesure que le coin est poussé de plus en plus au travers du champ, de manière que l'épaisseur du quartz augmente continuellement, on verra que chaque paire d'anneaux qui entoure les axes s'agrandit. La paire d'anneaux 1 passe successivement à la forme de 2, 3 et 4 ; ils se rencontrent au centre en une figure en forme de huit et croissent au dehors sous forme d'une lemniscate continue dans une direction perpendiculaire à la ligne des axes, comme le montrent les flèches. Si, en raison de l'épaisseur de la coupe, il n'y a pas d'anneaux visibles, une épaisseur suffisante du coin de quartz les fera apparaître au centre du champ.

D'autre part, dans un cristal biaxe *positif*, la bissectrice obtuse, la ligne d'extinction dans le plan des axes optiques, est le plus petit axe de l'indicatrice et les anneaux s'élargiront quand le coin de quartz est inséré parallèlement aux axes optiques.

Donc dans un cristal négatif, les anneaux, s'ils sont visibles, s'épanouissent au dehors (ou, s'ils ne sont pas visibles, commencent à se montrer) quand le coin de quartz est inséré perpendiculairement au plan des axes optiques ; et dans un cristal positif, quand le coin est inséré parallèlement au plan des axes optiques.

Il sera toujours bon d'examiner la coupe en insérant le coin d'abord suivant l'une de ces directions et ensuite suivant l'autre, et d'observer si les anneaux s'épanouissent vers le dehors dans une position du coin et *aussi* se contractent en dedans suivant l'autre. Autrement il est possible d'être induit en erreur par une contraction des anneaux, qui peut paraître due au coin de quartz ajoutant son effet à celui de la coupe, alors qu'en réalité les deux sont opposés l'un à l'autre. Car si la coupe est très mince, le coin de quartz à première insertion peut avoir pour effet d'agrandir les anneaux; alors un moment peut arriver où la double réfraction de la coupe et du coin sont les mêmes, mais opposées, de manière qu'ils contrebalancent leurs effets réciproques ; alors

une épaisseur croissante du quartz peut faire réapparaître les anneaux et les contracter d'une manière continue, non pas parce que l'effet du quartz s'ajoute continuellement à celui de la coupe, mais parce qu'il devient de plus en plus prépondérant et d'une manière continue sur celui de la coupe, bien qu'ils agissent pour produire des effets opposés. Il n'y a pas de chance de produire une pareille méprise si le coin de quartz est ensuite inséré suivant l'autre direction. Dans les observations qui précèdent on ne doit pas faire attention aux changements qu'on voit dans les anneaux vers le bord du champ.

Lorsque le coin de quartz n'est pas assez mince, il convient d'employer une plaque de quartz taillée perpendiculairement à l'axe. Si l'on insère une plaque de ce genre dans le tube du microscope et si on la balance légèrement autour de OB, son axe optique (le grand axe de l'indicatrice) se trouvera dans le plan OC ; mais la double réfraction sera très faible, puisque l'observateur regarde à très peu près suivant l'axe optique, et l'effet sera le même que si l'on insérait un coin extrêmement mince le long de OC. Une légère rotation autour de OC équivaudrait à insérer un coin très mince le long de OB.

5. **Méthode de compensation.** — De la figure d'interférence vue le long d'une bissectrice il est donc toujours possible, à l'aide du coin, de déterminer laquelle des deux lignes d'extinction est le grand axe de l'ellipse suivant laquelle la section coupe l'indicatrice, c'est-à-dire la direction de vibration du rayon le plus lent ; et ceci fait connaître si la bissectrice (aiguë ou obtuse) est positive ou négative. Si la coupe est pratiquée parallèlement au plan des axes optiques d'un cristal biaxe, ou à l'axe optique d'un cristal uniaxe, on ne verra pas de figure d'interférence, mais il est toujours possible de déterminer le signe du cristal, si nous pouvons trouver quelle est dans le plan de la section celle des lignes d'extinction qui est le plus grand rayon de l'indicatrice et quel est le plus petit. Ou plus généralement encore, il est possible, dans une section quelconque pratiquée dans un cristal biréfringent, de déterminer laquelle des deux lignes d'extinction est la ligne de vibration pour le plus grand indice, en se servant du coin de quartz ou de quelque autre appareil de ce genre, en lumière non plus convergente mais parallèle.

Ainsi supposons que la figure 359 représente une coupe quelconque d'un cristal placée dans la position diagonale, c'est-à-dire à 45° de sa position d'extinction, et que, des deux lignes d'extinction, OC soit le plus grand rayon et OB le plus petit rayon de l'indicatrice, de manière

que la section de l'indicatrice soit une ellipse tracée dans le centre de la figure.

Si maintenant le coin de quartz (dont l'ellipse correspondante est figurée à l'extrémité plus épaisse) est inséré le long de la ligne OB, il agira en opposition à la coupe; la double réfraction sera diminuée d'une manière continue, les teintes de la coupe tomberont dans l'échelle de Newton, jusqu'à ce que la coupe paraisse d'un gris terne, quand le coin « compense » exactement le cristal, de manière que la double réfraction soit presque détruite. Une augmentation de l'épaisseur du quartz fera réapparaître les teintes et elles s'élèveront dans l'échelle des couleurs. Tant que la compensation peut s'effectuer, ou qu'on fait descendre les couleurs dans l'échelle, le coin agit en opposition à la coupe. Si par exemple un mince prisme d'un minéral uniaxe est compensé par l'insertion du coin de quartz parallèlement à sa longueur, on sait qu'il est négatif, puisqu'il doit être de signe opposé au quartz. Quelle que soit l'épaisseur ou la double réfraction de la coupe, on trouvera une épaisseur convenable de quartz ou d'un autre minéral de signe connu qui produira la compensation dans une position ou une autre. Si la coupe est très mince, on peut employer une coupe mince de quartz taillé perpendiculairement à son axe, comme on l'a recommandé plus haut, la double réfraction étant provoquée par un très léger balancement du quartz suivant une direction.

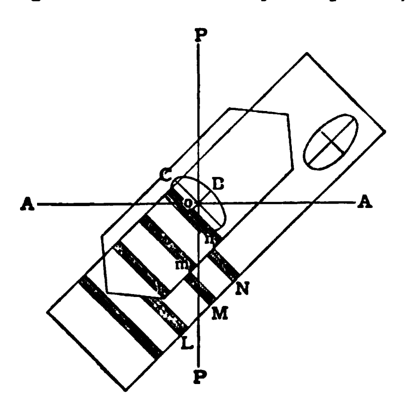


Fig. 359. — Compensation au moyen du coin de quartz.

Un moyen facile de déterminer si la biréfringence du coin de quartz augmente ou diminue l'action du cristal consiste à observer les déplacements des franges là où le coin recouvre le cristal. Ainsi, dans la figure 359, le coin est disposé de manière à recouvrir partiellement le cristal; la seconde frange vue dans le quartz est en M; mais puisque la biréfringence du cristal est opposée à celle du quartz, la lumière, pour produire le même effet, doit traverser une plus grande épaisseur de quartz là où il recouvre le cristal, M est déplacé en *m*, et toutes les franges sont déplacées vers l'extrémité plus épaisse du coin (*m*, *n*, etc.).

Si le quartz et le cristal agissent dans le même sens, le déplacement s'effectue vers l'extrémité mince du coin.

6. **Méthode des plaques sensibles.** — Comme le suggère la dernière expérience, le changement de teinte produit, non dans le cristal, mais dans le compensateur lui-même, peut être utilisé pour déterminer le signe de la biréfringence. A cet effet, le compensateur est une coupe très mince de quelque minéral connu ; par exemple une lame de clivage de gypse clivée assez mince pour donner le rouge du premier ordre comme sa couleur d'interférence. Lorsque la coupe du cristal ajoute son effet à celui du gypse, le moindre changement se manifeste par une élévation de couleur au bleu ou au jaune du second ordre; lorsque la coupe du cristal agit en opposition au gypse, la teinte tombe au jaune faible ou au gris du premier ordre.

Une pareille plaque est extrêmement sensible et peut être employée pour examiner des minéraux dont la double réfraction est très faible, ceux par exemple qui ne donnent que le gris du premier ordre. Les positions d'extinction dans le gypse et leurs grandeurs relatives en tant que rayons de son indicatrice étant connus, une élévation de teinte indique qu'elles sont superposées aux lignes d'extinction correspondantes dans le cristal; un abaissement de teinte indique que la direction de vibration correspondant au plus grand indice de réfraction dans le gypse coïncide avec celle qui appartient au moindre indice de réfraction dans le cristal.

7. **Détermination du pléochroïsme.** — On a montré plus haut (p. 190)

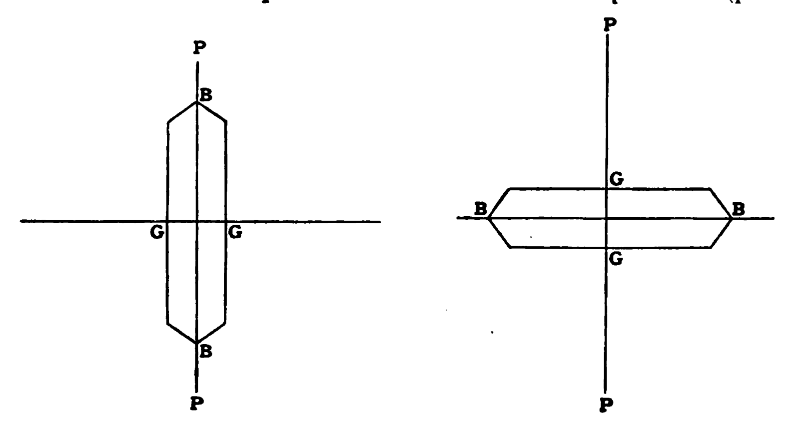


Fig. 360. — Pléochroïsme. Fig. 361. — Pléochroïsme.

comment l'emploi du dichroscope permet de placer côte à côte les deux couleurs axiales appartenant à une coupe quelconque d'un cristal, de manière qu'on puisse les distinguer.

Avec le microscope polarisant on peut les examiner *successivement* et les déterminer sur des fragments même minuscules.

Supposons que la figure 360 représente un minéral pléochroïque (tel que l'andalousite) placé sur la platine du microscope. Soient BB et GG ses deux lignes d'extinction, de manière que les vibrations de la lumière traversant le cristal s'effectuent suivant BB et GG. Supposons que la première soit de couleur brune et la dernière de couleur verte.

Alors dans la figure 360, la lumière polarisée en plan pénètre dans le cristal en vibrant suivant BB ; elle traverse le cristal sans changement en tant que lumière polarisée en plan et la section se montre avec une teinte brune.

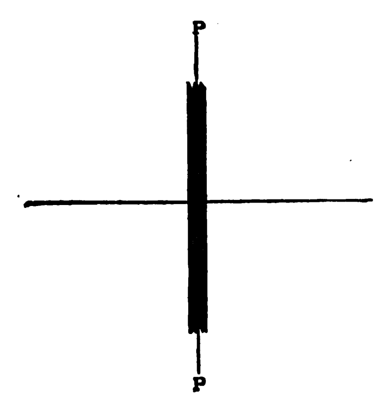


Fig. 362. — Mica dans la position du maximum d'absorption.

Faisons maintenant tourner la platine de 90°, de manière que la coupe se trouve comme dans la figure 361. Les rayons transmis par le polariseur traversent maintenant le cristal, en vibrant suivant la direction GG et le cristal paraît d'une teinte verte.

Un cristal pléochroïque changera donc de couleur à mesure que la platine tourne au-dessus du polariseur ; un cristal de horneblende, de tourmaline ou de mica (vu le long du clivage) montrera cette propriété d'une manière bien nette.

Dans la tourmaline, le rayon ordinaire est presque entièrement absorbé ; un prisme mince de ce minéral paraîtra bien transparent et seulement faiblement coloré dans la position de la figure 360 ; il devient brun foncé et presque noir, quand il est dans la position de la figure 361, où son axe optique est parallèle à la plus longue diagonale du nicol polarisant.

Un cristal de mica vu parallèlement à son clivage, c'est-à-dire en travers et non suivant le prisme hexagonal, apparaît noir quand ses lignes de clivage sont parallèles à PP (fig. 362), puisque la lumière, dont la direction de vibration est dans le plan de clivage, est plus absorbée que la lumière polarisée dans ce plan et vibrant perpendiculairement à lui.

8. **Mesure de l'angle des axes optiques**. — Pour mesurer 2E, l'angle apparent des axes optiques dans l'air d'un cristal biaxe, il faut obtenir

une plaque perpendiculaire à la bissectrice aiguë et la position du plan des axes optiques doit d'abord être reconnue par une observation préliminaire de la plaque en lumière convergente. L'expérience se fait très facilement avec une plaque de topaze, qui se clive facilement perpendiculairement à la bissectrice aiguë.

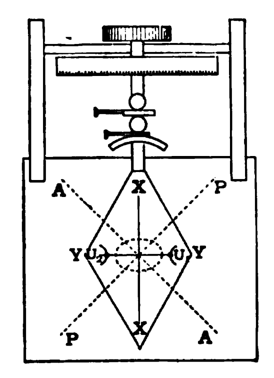


Fig. 363. — Goniomètre de platine.

On voit que les axes optiques se trouvent dans le plan de la plus courte diagonale du clivage basal. La plaque est alors montée sur un « goniomètre de platine » représenté en diagramme dans la figure 363.

C'est tout simplement un petit goniomètre avec les dispositifs pour centrer et ajuster de la figure 262, p. 118; qui peut être vissé sur la platine du microscope.

Il est bon que le microscope soit du modèle de « Dick », dans lequel la platine est fixe et les nicols tournent ensemble (fig. 364).

La plaque de cristal doit être soigneusement montée et ajustée de manière que le plan axial U_1U_2 soit perpendiculaire à l'axe du goniomètre (fig. 363); le polariseur et l'analyseur sont alors disposés de telle sorte que leurs plans principaux PP, AA soient à 45° des fils croisés de l'oculaire; les fils croisés XX, YY eux-mêmes étant parallèles et perpendiculaires à l'axe du goniomètre.

Au moyen de la vis figurée en dessous de la platine (fig. 364) on élève le goniomètre jusqu'à ce que la plaque puisse être tournée sans venir en contact avec la platine et le tube du microscope est relevé de manière que la plaque ne vienne pas en contact avec l'objectif. Ceci rend impossible de voir plus qu'une petite aire de la figure d'interférence tout à fait près du centre du champ de vue, mais pour les besoins des mesures, c'est tout ce qui est nécessaire. Car lorsqu'on fait tourner le cercle du goniomètre dans une direction, la figure se meut à travers le champ jusqu'à ce qu'un axe optique s'approche du centre du champ; et en tournant le cercle suivant l'autre direction, l'autre axe optique peut être amené au centre du champ.

On ajuste la plaque au moyen du goniomètre de manière que, quand on la fait tourner, d'abord l'un puis l'autre des axes optiques passe exactement le long du fil croisé horizontal du polariscope. L'ajustement se fait comme pour mesurer un cristal au goniomètre.

Chaque axe optique est le point central du sommet d'un des bras

hyperboliques appartenant à la figure biaxe ; afin de s'assurer quand ce point coïncide avec le centre du champ, on déplace le cercle du goniomètre jusqu'à ce que d'abord le côté convexe et ensuite le côté concave de l'hyperbole soit amené en contact avec le fil en croix ver-

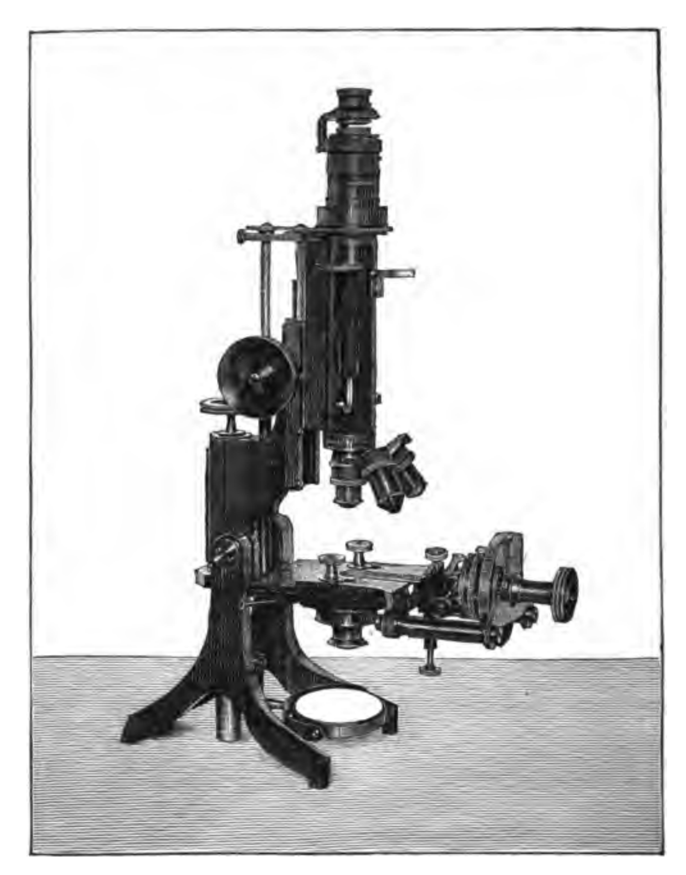


Fig. 364. — Microscope avec goniomètre de platine.

tical. On note les deux lectures correspondantes et l'on prend leur moyenne arithmétique comme lecture pour un axe optique ; on obtient une semblable lecture pour l'autre axe optique et la différence de ces deux lectures est l'angle 2E. Le disque est alors tourné jusqu'à ce que la plaque soit renversée ; la mesure est répétée de l'autre côté et l'on fait une seconde détermination du même angle.

On peut déduire l'angle des axes vrai 2V de l'angle apparent 2E (si l'on connaît l'indice moyen de réfraction) au moyen de la relation $\sin E = \beta \sin Y$ (voy. p. 181).

Mesure de 2V. — Il est possible, en se servant d'une seconde plaque taillée perpendiculairement à la bissectrice obtuse, de déterminer 2V, sans connaître rien des indices de réfraction.

Il n'est pas possible de mesurer l'angle obtus apparent dans l'air $2E_o$ au moyen de cette plaque ; car si l'angle aigu apparent $2E_a$ est petit, alors $2V_o$ est si grand que les rayons voyageant dans le cristal suivant les axes optiques éprouvent une réflexion totale dans la seconde plaque. Mais néanmoins si la coupe est immergée dans l'huile, ou dans quelque

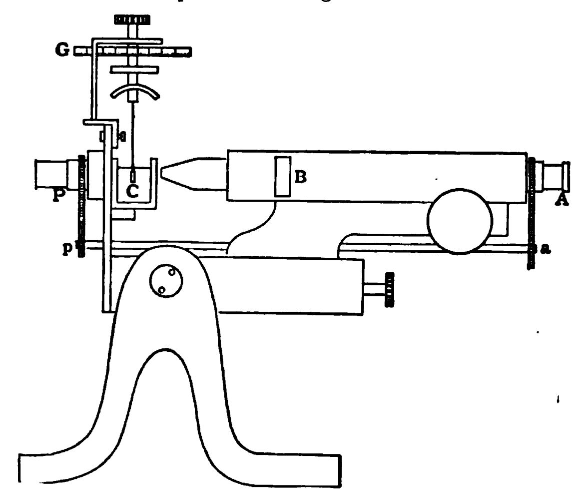


Fig. 365. — Mesure de 2V.

autre liquide dont le pouvoir réfractif soit presque égal à celui du cristal, la réflexion totale ne se produit plus ; il est généralement facile d'obtenir une mesure même de l'angle obtus, et, de plus, en mesurant l'angle aigu et l'angle obtus dans la même huile, on peut trouver l'angle vrai 2V sans même connaître l'indice de réfraction de l'huile.

A cet effet une petite cuve de verre à parois parallèles est remplie d'huile et insérée entre le condenseur et l'objectif, le tube du microscope ayant d'abord été placé dans une position horizontale. La cuve est insérée de par-dessous, de manière que la coupe du cristal C soit complètement immergée dans l'huile, et cette coupe doit être assez petite pour qu'on puisse la faire tourner dans la cuve sans qu'elle vienne en contact avec ses parois. La réfraction de l'huile dans l'air ne produit pas de déviation du rayon, car la cuve est fermée par une paire de plaques exactement parallèles et est placée avec ses côtés perpendiculaires à l'axe du microscope. Dans la figure 365 P et A sont le polariseur et l'analyseur qui tournent en même temps au moyen de la tige *ap*

et des roues dentées *a* et *p*. B est la « lentille de Bertrand » qui rend la figure d'interférence visible ; G est le disque du goniomètre.

Avec cet appareil, la première plaque peut donner une mesure de l'angle aigu apparent des axes dans l'huile $2H_a$; au moyen de la seconde on peut déterminer de la même manière l'angle obtus apparent dans l'huile, $2H_o$.

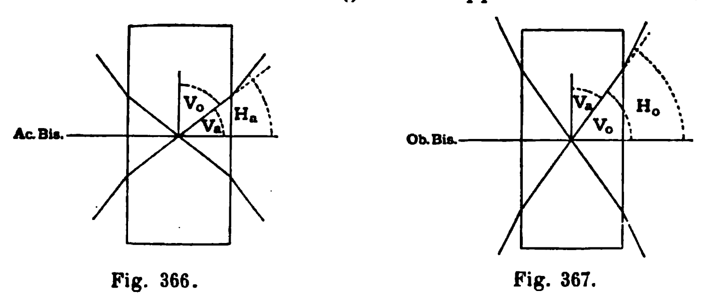


Fig. 366. Fig. 367.

Si μ est l'indice moyen de réfraction du cristal dans l'huile, c'est-à-dire

$$\mu = \frac{\text{indice moyen du cristal}}{\text{indice de l'huile}}$$

dans la première détermination (fig. 366)

$$\frac{\sin V_a}{\sin H_a} = \mu$$

dans la seconde détermination (fig. 367)

$$\frac{\sin V_o}{\sin H_o} = \mu$$

$$\frac{\sin H_a}{\sin H_o} = \frac{\sin V_a}{\sin H_o} = \operatorname{tang} V_a$$

puisque $V_o = 90 - V_a$.

Ainsi au moyen des deux angles observés H_a et H_o, l'angle vrai des axes V_a est complètement déterminé sans qu'on connaisse μ, puisque

$$\operatorname{tang} V_a = \frac{\sin H_a}{\sin V_o} \cdot$$

Calcul de 2V. — Si l'on a mesuré avec le goniomètre les trois indices principaux de réfraction, comme on l'a indiqué plus haut, la valeur trouvée par l'observation pour l'angle des axes optiques peut être confirmée par le calcul en partant des indices.

Dans la géométrie de l'ellipsoïde on peut démontrer que, si OA, OB, OC sont ses demi-axes, l'angle V entre OC et la perpendiculaire à l'une de ses sections circulaires est tel que l'on a

$$\operatorname{tang} V = \frac{OC}{OA} \sqrt{\frac{OA^2 - OB^2}{OB^2 - OC^2}}$$

Mais α, β, γ sont les demi-axes de l'indicatrice, et les axes optiques primaires sont perpendiculaires à ses sections circulaires. Par suite :

$$\operatorname{tang} V = \frac{\gamma}{\alpha}\sqrt{\frac{\alpha^2 - \beta^2}{\beta^2 - \gamma^2}}$$

Pour identifier un minéral, l'angle apparent 2E suffit en général, sans qu'il soit besoin de mesurer les indices de réfraction et l'angle vrai 2V.

Dans un cas quelconque, la première opération à faire dans le cas d'un cristal quelconque consiste à trouver par essai la position de l'axe optique ou des axes optiques. Ceci s'effectue en examinant le cristal en lumière convergente à travers une paire de faces parallèles ou de clivage, jusqu'à ce qu'on puisse voir une portion de la figure d'interférence suffisante pour indiquer la position de l'axe optique ou de la bissectrice aiguë.

Il y a évidemment une certaine difficulté à trouver les positions des axes optiques par tâtonnements dans un cristal, ou un fragment angulaire, ou une gemme taillée, parce que, si un axe émerge très obliquement ou près d'un sommet, il peut être réfracté suivant un angle tel qu'il se trouve en dehors du champ. On remédie à cette difficulté en immergeant le cristal dans une huile ou dans un autre liquide d'indice de réfraction élevé, contenu dans une cuve placée entre le condenseur et l'objectif ; les rayons émergent alors du cristal dans un milieu d'indice de réfraction à peu près le même et ne sont que très légèrement réfractés ; et la figure d'interférence se voit presque aussi clairement qu'à travers une coupe plane. Si le cristal est suffisamment petit, il peut même être immergé dans une goutte d'huile contenue entre l'objectif et le condenseur. Si par exemple on détache par clivage une minuscule pointe d'un cristal pyramidal d'apophyllite, tel que ceux du Mexique, et si on la place sur sa surface de clivage dans une goutte d'huile de cassia sur une plaque de verre mince sur la platine du microscope, de manière que le fragment soit complètement immergé ; si alors on abaisse l'objectif de manière qu'il vienne en contact avec l'huile (mais pas avec le cristal) on verra une figure d'interférence uniaxe parfaite, aussi claire que celle que présenterait une plaque de clivage du même minéral, bien que le cristal soit examiné directement à travers son sommet aigu.

CHAPITRE VIII

PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES CRISTAUX MACLÉS ET PSEUDO-SYMÉTRIQUES

On a mentionné plus haut que des cristaux appartenant à un système quelconque peuvent, dans leurs angles, se rapprocher de très près de la symétrie d'un système plus symétrique ; quand c'est le cas, la ressemblance est généralement encore rendue plus intime par les mâcles mimétiques ; ainsi dans un minéral orthorhombique comme l'aragonite (ou la withérite) qui a un angle de prisme presque égal à 60°, l'axe vertical est ***presque*** un axe de symétrie trigonale, et peut ainsi être appelé un axe de pseudo-symétrie.

Lorsque trois cristaux d'aragonite sont mâclés suivant les faces du prisme et s'interpénètrent, la ressemblance avec un prisme hexagonal est encore plus complète. Chaque cristal peut être regardé comme dérivé du voisin par une rotation de 60° autour de l'axe de pseudo-symétrie, et en conséquence cet axe est devenu ***presque exactement*** un axe de symétrie trigonale dans le cristal composé. Les contours des trois cristaux composants se distinguent facilement en taillant une coupe en travers du prisme, parallèlement à leur plan basal commun, et en l'examinant en lumière polarisée entre les nicols croisés ; chaque individu, dont se compose la plaque hexagonale, « s'éteindra » uniformément en lui-même, mais pas en même temps que ses voisins. La figure 368 représente un cristal triple d'aragonite, dans lequel les individus I et II sont mâclés ensemble sur la face du prisme m_2 ; I et III sont mâclés suivant la face m_3. Les hachures sur chaque individu représentent la direction de son brachy-pinacoïde (010). Chacun des trois individus

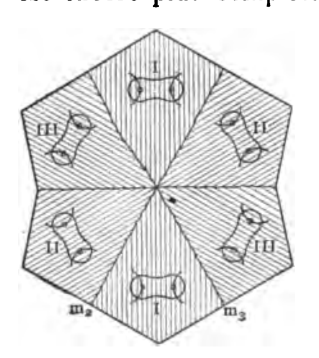


Fig. 368. — Aragonite.

est dans sa position d'extinction quand ces hachures sont parallèles à un fil en croix du microscope.

Lorsque deux plaques de cristal se recouvrent, tout ce qui a été dit plus haut concernant la transmission de la lumière à travers un seul cristal n'est plus exact, et il n'y a pas en général de position pour laquelle le cristal composé apparaisse noir. C'est seulement quand les lignes d'extinction des deux plaques se trouvent à coïncider qu'il y a une position définie d'extinction. Donc s'il y a une surface où deux ou trois cristaux se recouvrent dans la figure 368, elle transmettra toujours de la lumière quand on fera tourner la platine du microscope.

Examiné en lumière convergente, chacun de ces trois individus donnera une figure d'interférence biaxe, dans laquelle le plan des axes optiques est parallèle au macro-pinacoïde, c'est-à-dire perpendiculaire aux hachures de la figure 368. Seulement dans l'aire où deux ou plusieurs individus se recouvrent, il y aura des indications de deux ou trois paires d'axes optiques visibles simultanément, et les franges colorées qui les entoureront ne seront plus les courbes régulières de la figure 322.

Il arrive quelquefois que le recouvrement d'un certain nombre de plaques biaxes, dont les bissectrices aiguës coïncident, donne naissance à une figure d'interférence qui ressemble de près à une figure uniaxe et qu'il est difficile de l'en distinguer. Comme l'a montré Nörremberg, on peut étudier cet effet de recouvrement en superposant des plaques de clivage de mica les unes sur les autres. Si l'on empile un nombre suffisant de plaques suffisamment minces, avec leurs plans axiaux perpendiculaires les uns aux autres, cette combinaison donnera en lumière convergente une figure d'interférence en apparence uniaxe.

Lorsqu'un cristal pseudo-symétrique se compose de cristaux qui s'interpénètrent complètement, il peut être impossible de trouver une portion quelconque qui possède ou une position définie d'extinction ou donne une figure d'interférence définie. Mais en général une coupe mince d'un cristal pseudo-symétrique, examinée avec le microscope polarisant, paraîtra divisée en secteurs réguliers et différemment orientés, comme dans la figure 368. Nous avons signalé plus haut que les cristaux appartenant au système cubique ne sont pas doublement réfringents. On a cependant observé que beaucoup de minéraux cubiques en apparence transmettent de la lumière entre les nicols croisés, quelques-uns en taches irrégulières et quelques autres suivant des secteurs géométriques. Par exemple une coupe de grenat blanc d'Auerbach,

taillée parallèlement à (111) montre une division régulière en trois aires doublement réfringentes, une coupe parallèle à (100) montre quatre de ces aires, tandis que des coupes parallèles à (110) s'éteignent uniformément.

On supposait généralement que des particularités de ce genre étaient dues à des efforts intérieurs qui se seraient manifestées pendant la cristallisation comme un résultat de refroidissement et qu'elles ressemblaient à la double réfraction du verre trempé ou comprimé; elles ont été imitées avec des modèles en gélatine de diverses formes cristallines, qui ont été taillées pendant que la gélatine était encore humide, de sorte qu'en séchant elles ont été soumises à des tensions par la contraction. Ces particularités étaient connues sous le nom d' « anomalies optiques ». Cependant, en 1876, Mallard a montré qu'en général ces apparences peuvent s'expliquer comme résultats de mâcles minétiques dans des cristaux pseudo-symétriques. La leucite en fournit un cas extrêmement intéressant. Ce minéral se rencontre presque invariablement en icositétraèdre }211{, qui sont si caractéristiques pour lui que cette forme est souvent connue sous le nom de leucitohèdre. On avait toutefois observé que les cristaux sont traversés par des lamelles mâclées parallèles aux quatre faces (D,E) du dodécaèdre; dans la figure 369, ce sont (011), ($0\bar{1}1$), 101, ($\bar{1}01$). Mais si le dodécaèdre est un plan de symétrie, il ne peut pas être aussi un plan de mâcle; par conséquent les cristaux ne peuvent pas appartenir au système cubique. Des mesures exactes faites par vom Rath ont montré que les angles ne sont pas ceux de l'icositétraèdre }211{, dont les faces devraient être inclinées de 48° 11 1/2'; car dans la leucite les faces terminales *o* sont inclinées les unes sur les autres de 49° 57'; et les faces latérales *i* de 48° 37'; par suite le minéral a été regardé comme tétraédral, et composé de deux formes : la pyramide tétragonale *o* }112{, et la pyramide *i* }211{, mâclés suivant les faces de la pyramide tétragonale }101{ telle que *eaf* (fig. 369).

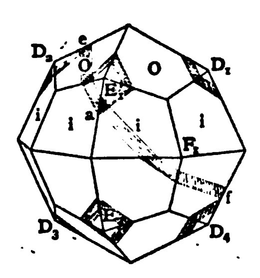


Fig. 369. — Leucite.

Si tel est le cas, le minéral, en tant que tétragonal, devra être uniaxe. Or les observations de Mallard et autres ont montré, que bien qu'uniaxes en apparence dans certaines parties (en raison d'un recouvrement approprié de plaques biaxes) les cristaux sont biaxes partout ailleurs, et par suite ne peuvent pas posséder de symétrie supérieure à celle du système orthorhombique. D'accord avec ceci, on a trouvé qu'il y a en

réalité des lamelles mâclées parallèles aux faces du dodécaèdre restant (110), (110) en E ; le minéral doit donc être regardé comme orthorhombique, mais pouvant être rapporté à trois axes rectangulaires *presque* égaux. Les deux axes latéraux sont si près d'être égaux que les mesures angulaires seules ne sont pas suffisantes pour écarter la symétrie tétragonale apparente.

Dans la leucite, les cristaux sont traversés par des lamelles mâclées

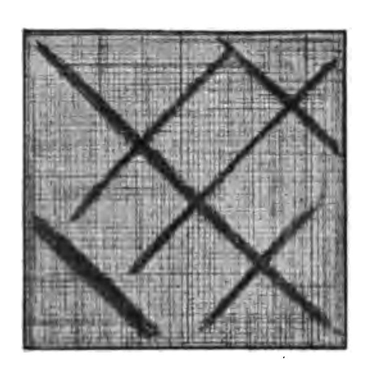


Fig. 370. — Leucite, coupe (001).

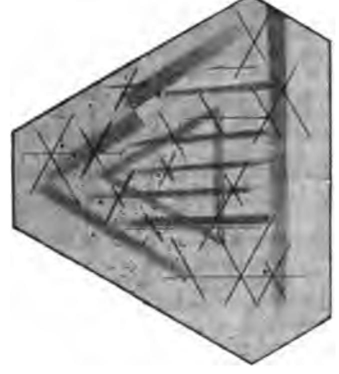


Fig. 371. — Leucite, coupe (111).

si nombreuses et si fines qu'il est difficile, en un point quelconque et en lumière convergente, d'obtenir la figure biaxe d'un cristal homogène unique.

La figure 370 représente une coupe de leucite parallèle à (001) vue entre les nicols croisés. Les larges bandes représentent les lamelles mâclées parallèles aux quatre paires des faces du dodécaèdre, qui sont inclinées sur la coupe : et les bandes fines celles parallèles aux deux paires de faces du dodécaèdre (110), (110) qui sont perpendiculaires à la coupe. La figure 371 est une coupe parallèle à (111) et montre les mêmes lamelles mâclées.

De même la boracite est en apparence cubique et tétraédrale en symétrie ; mais des sections minces, parallèles aux trois faces du cube, montrent que le minéral est réellement biaxe ; chacune de ces coupes est perpendiculaire à un axe optique de chacun des quatre cristaux biaxes composants. Quand on la regarde à travers une tache homogène qui n'est pas traversée par des mâcles, la boracite donne la figure biaxe d'interférence d'un minéral ayant un angle axial d'environ 90°. Un cristal de boracite est donc composé de six ou douze « sub-individus » pseudo-cubiques, qui s'interpénètrent plus ou moins complètement et ont leurs bissectrices aiguës perpendiculaires aux

faces du dodécaèdre. La structure est semblable à celle de la figure 253.

Un des faits les plus singuliers concernant ces cristaux et autres pseudo-cubiques consiste en ce que, à une certaine température, ils perdent leur double réfraction et deviennent isotropes ; c'est-à-dire appartenant réellement au système cubique. La leucite devient isotrope à une température voisine de 433° ; la boracite devient isotrope à 265° ; chaque cristal en se refroidissant reprend son caractère pseudo-symétrique primitif, bien que dans la boracite les limites des divers individus changent habituellement leurs positions primitives.

Certains auteurs ont supposé en conséquence que la leucite cristallisait originalement sous forme de cristal cubique dans les laves volcaniques où on la trouve, et que son caractère orthorhombique est secondaire et dû à une transformation pendant le refroidissement. Suivant ces vues, la boracite est une substance capable aussi de cristalliser dans deux systèmes ; la variété cubique se forme au-dessus de 265° sous une forme cubique ; en se refroidissant elle se transforme en l'autre modification, pseudo-cubique mais biaxe. D'autres recherches ont montré qu'en réalité la majorité des minéraux cubiques en apparence doit être regardée comme pseudo-symétrique et il est très possible que dans la plupart des cas, étant pseudo-cubiques, ils se sont *originalement* groupés par mâcle en cristaux mimétiques. En outre de la leucite et de la boracite, l'analcime et quelques-uns des grenats sont des exemples frappants. Les seuls minéraux cubiques ordinaires, dans lesquels les soi-disant anomalies optiques ne sont pas apparentes, sont le spinelle et la cuprite.

On trouve aussi la pseudo-symétrie parmi des minéraux appartenant à d'autres systèmes ; par exemple l'apophyllite et l'idocrase tétragonaux, qui se composent généralement tous les deux de matière biaxe, bien que quelques échantillons donnent une figure d'interférence uniaxe. et l'apatite et la pyroporphite hexagonaux. Dans la leucite, comme nous l'avons vu, la pseudo-symétrie se révèle par la forme extérieure : chaque face n'est pas une surface réfléchissante plane, mais est divisée en portions qui appartiennent les unes à un cristal et d'autres à un autre.

C'est un exemple de ces cas, mentionnés à la page 113, où des facettes ressemblant à des faces voisines sont dues à des mâcles pseudo-symétriques.

Il est digne de remarquer que si la leucite est soumise à une température suffisamment élevée, non seulement elle perd sa double réfrac-

tion, mais toutes les stries et facettes minuscules qui accompagnent les mâcles disparaissent en même temps et les faces de l'icositétraèdre deviennent unies et planes. Les indications de la structure mâclée réapparaissent avec la double réfraction quand le cristal se refroidit.

Spirales d'Airy. — Un autre cas très remarquable est celui du quartz ou autres cristaux uniaxes qui font tourner le plan de polarisation. Si une coupe basale d'un quartz gauche est placée sur une coupe d'égale épaisseur d'un quartz droit, la figure d'interférence produite par la plaque composée ne compose plus d'anneaux circulaires, mais de spirales tournant à main droite. Si l'on interchange les plaques de manière que la lumière pénètre d'abord par le cristal gauche, la figure sera semblable, mais les spirales seront à la main gauche. Ces figures, qui sont connues sous le nom d'Airy, qui les a découvertes, se voient souvent dans une section basale d'un cristal de quartz, elles indiquent que le cristal est en réalité une mâcle d'individus droits et gauches. Reusch a montré que la polarisation rotatoire du quartz peut elle-même être imitée au moyen d'une pile de plaques de mica, disposées comme les marches d'un escalier en spirale, de manière que le plan axial de chaque plaque soit incliné de 120° sur celle qui est en dessous. Une pareille « combinaison de Reusch » fait tourner le plan de polarisation et donne une figure d'interférence comme celle du quartz, figure 343.

LIVRE II

PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES

CHAPITRE PREMIER

PROPRIÉTÉS PHYSIQUES GÉNÉRALES

1. **Poids spécifique.** — Par *densité* d'un minéral, exprimée en unités quelconques, on entend la masse de l'unité de volume ; c'est-à-dire dans le système métrique le poids en grammes d'un centimètre cube du minéral.

La densité relative d'un minéral par rapport à l'eau, ou le rapport de sa densité à celle de l'eau distillée à 4° C, est le ***poids spécifique***: on le mesure en comparant le poids d'un volume quelconque du minéral au poids d'un égal volume d'eau distillée à 4° C ; le rapport du premier au second est le poids spécifique du minéral. Si, par exemple, un fragment de minéral pèse moitié autant qu'un égal volume d'eau distillée à 4°, son poids spécifique est 0,5 ; s'il pèse exactement autant qu'un égal volume d'eau à 4°, son poids spécifique est 1,0 ; s'il pèse deux fois autant son poids spécifique est 2,0.

Le poids spécifique des minéraux varie entre 23,0 (iridium) et 1,4 (natron). Les minéraux métalliques (sulfures, etc,) vont pour la plupart de 4,0 (blende) à 10,0 (discrase); mais les autres (sels oxygénés) se trouvent pour la plupart entre 2 et 5, à l'exception de ceux qui renferment une grande proportion de métaux lourds.

Il y a trois méthodes pour déterminer les poids spécifiques avec exactitude :

a. La balance hydrostatique ; *b*, l'emploi du picnomètre ; *c*, l'emploi des liquides pesants.

La première exige une masse considérable de substance (pas moins de 1,5 à 2,0 gr.) qui doit de plus être dépourvue de cavités intérieures ; la seconde est applicable même quand on dispose de moins de 1,5 gr., mais ne peut pas être employée pour de très petites masses (moindres

que 0,2 gr.) ; la troisième ne demande pas plus que les fragments les plus menus, mais ne peut pas s'employer commodément pour des minéraux dont le poids spécifique est plus grand que 3,3.

a. *Balance hydrostatique.* — Le minéral est suspendu par un cheveu ou un fil fin à une extrémité du fléau d'une balance chimique (le fil ayant préalablement été taré) ; on le pèse d'abord dans l'air et ensuite dans de l'eau distillée contenue dans un goblet placé de telle manière que le minéral y soit complètement immergé.

Si $W =$ le poids dans l'air, $w =$ le poids dans l'eau, alors $W - w$, la perte de poids dans l'eau, est égal au poids du liquide déplacé, c'est-à-dire au poids d'un égal volume d'eau. Le poids spécifique est donc approximativement $\frac{W}{W-w}$. Toutefois, pour une détermination exacte, il faut tenir compte de la température de l'eau et de sa densité réduite. Si $v =$ le volume du minéral, $d =$ sa densité et $\Delta_t =$ la densité de l'eau à t^o (la température de l'observation), alors $W = vd$, $w = W - v\,\Delta$

$$d = \frac{W}{W - w}\,\Delta t$$

d signifie ici la densité du minéral ou le poids de l'unité de volume ; son poids spécifique est le rapport de ce poids au poids de l'unité de volume d'eau à 4°. Dans le système métrique, ce dernier (le poids de 1cc. d'eau distillée à 4°) est l'unité de poids, de sorte que le poids spécifique est le même que la densité et qu'il est donné correctement par la formule précédente.

On trouvera dans les traités de physique la discussion des autres corrections à appliquer, quand on désire une extrême exactitude, et des méthodes de pesée. Le choix d'une matière pure est bien plus important pour la détermination pratique du poids spécifique des minéraux, de même que la précaution qu'il n'y ait pas de bulles d'air adhérentes à la surface du minéral quand on le pèse dans l'eau. L'influence des impuretés intermélangées ou de cavités internes dans des masses aussi considérables de minéral, comme cela est exigé pour cette méthode, dépasse souvent de beaucoup la correction pour la température. L'effet des cavités ou des bulles adhérentes est de donner un poids spécifique trop bas. Les bulles peuvent être enlevées en partie en brossant la surface du minéral quand il est immergé, mais le seul moyen de les éliminer complètement consiste à faire bouillir l'eau avec le minéral pendant environ une demi-heure, ou tenir pendant le même temps le goblet contenant l'eau et le minéral immergé sous la cloche d'une machine pneumatique, dans laquelle on fait le vide.

b. *Picnomètre.* — Cet instrument, qui est aussi connu sous le nom de fiole à poids spécifique, est une petite fiole de verre, à col étroit, ayant un bouchon usé à l'émeri portant un thermomètre ; elle est aussi munie d'une autre ouverture qui se termine en un tube capillaire ouvert portant une marque fine près de son extrémité supérieure (fig. 372). Le minéral, broyé en petits fragments de la taille d'un petit plomb de chasse est introduit dans le picnomètre et pesé. Le picnomètre contenant le minéral est ensuite partiellement rempli d'eau, qu'on fait bouillir pendant un certain temps pour expulser l'air ; il est alors placé dans un large vase contenant de l'eau maintenue à une température constante (soit $t°$) et assez profond pour couvrir la partie en dessous du col ; après qu'il s'est écoulé un temps suffisant pour refroidir le picnomètre et son contenu à la température $t°$, il est rempli d'eau et le bouchon y est adapté ; ceci fait déborder l'eau par le tube capillaire ; au moyen d'une languette de papier buvard, l'eau qui s'échappe est absorbée et l'on amène le niveau de la colonne dans le tube capillaire jusqu'à la marque, en ayant soin de sécher complètement l'extérieur de la fiole. On le pèse de nouveau. (Si le minéral est en poudre trop fine, on éprouvera quelque difficulté à le faire tomber au fond de l'eau).

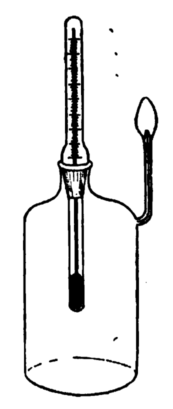


Fig. 372. — Picnomètre.

Finalement le picnomètre est vidé, rempli d'eau, en prenant les mêmes précautions que dans la dernière opération, et lorsque la colonne dans le tube capillaire a été ramenée à la même hauteur que plus haut, le picnomètre est pesé de nouveau. On aura au préalable déterminé le poids du picnomètre vide.

Si W = le poids du picnomètre contenant le minéral, W_1 = le poids du picnomètre contenant à la fois l'eau et le minéral ; W_2 = le poids du picnomètre contenant de l'eau seulement ; P = le poids du picnomètre ; alors $W - P$ = le poids du minéral dans l'air ; $(W_2 - P) - (W_1 - W)$ = le poids de l'eau déplacée ; et le poids spécifique est approximativement

$$\frac{W - P}{(W_2 - P) - (W_1 - W)}.$$

Il faut tenir compte de la densité moindre Δ_t de l'eau à $t°$; alors, comme ci-dessus, le poids spécifique est

$$\frac{W - P}{(W_2 - P) - (W_1 - W)} \Delta t.$$

En se servant du picnomètre, il est très important de bien s'assurer que l'extérieur est complètement sec ; le bouchon peut être légèrement graissé pour éviter que l'eau ne s'échappe à son pourtour ; et les observations peuvent être faites en température croissante et décroissante jusqu'à ce que le liquide soit monté dans le premier cas et descendu dans le second jusqu'à la marque sur le tube.

Avec des précautions convenables, cette méthode est susceptible d'une grande exactitude et, avec un poids d'un gramme, on peut compter jusque sur la troisième décimale pour le poids spécifique ainsi déterminé, pourvu qu'on emploie un picnomètre suffisamment petit. La réduction du minéral en petits fragments élimine dans une grande mesure toute erreur due à des cavités internes dans la matière.

c. *Liquides pesants.* — Si une particule de cristal de roche, dont le poids spécifique est 2,65, est immergée dans un liquide de même poids spécifique, il ne flottera ni ne tombera, mais restera suspendu en un point quelconque dans l'intérieur du liquide. La moindre augmentation dans la densité du liquide fera monter la particule ; la moindre diminution la fera tomber.

Pour atteindre ce résultat, il faut un liquide de densité plus grande que 2,65, mais qui soit susceptible d'être dilué, de manière que sa densité puisse être ramenée au chiffre désiré. On peut alors déterminer le poids spécifique du minéral en trouvant celui du liquide, quand il a été assez diminué pour que le minéral y reste suspendu ; et le poids spécifique sera trouvé au moyen du picnomètre, comme l'indiquent les traités de physique.

L'iodure de méthylène est un liquide clair, transparent, brunâtre, ayant le poids spécifique 3,3, (le minéral bobingtonite reste exactement en suspension dans le liquide non dilué) ; il peut être dilué autant qu'on le veut avec du benzol, de manière à obtenir un liquide ayant une densité quelconque entre 3,3 et 0,98 (le poids spécifique du benzol). Il faut prendre soin de bien agiter les liquides mélangés de manière à assurer une densité uniforme. Le liquide peut être contenu dans un petit tube de verre à cet usage et les fragments les plus minuscules de minéral sont suffisants.

Une manière très commode de mesurer le poids spécifique avec l'iodure de méthylène est celle qui a été imaginée par Sollas.

Dans un long tube à essai on verse une petite quantité d'iodure de méthylène et sur celle-ci environ cinq fois autant de benzol. On laisse alors le tube debout pendant quelques heures jusqu'à ce que les liquides

aient formé par diffusion une colonne dont la densité croît graduellement depuis la surface, et qui se compose principalement de benzol à la surface et d'iodure de méthylène à la partie inférieure. Le tube doit être fortement bouché pour empêcher l'évaporation du benzol.

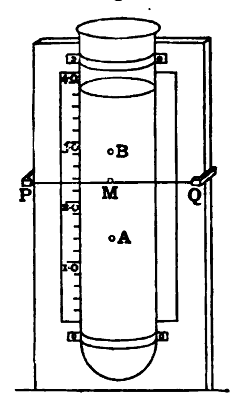


Fig. 373. — Colonne de diffusion.

Un fragment de minéral (de poids spécifique moindre que 3,3) étant laissé tomber dans le tube, reste suspendu en un point où le poids spécifique est égal au sien propre (fig. 373).

On a préparé une série de petits grains de verre ou de cristaux de poids spécifiques connus allant de 3,3 jusqu'à 1,0 ; par des essais successifs, on en trouvera deux, dont l'un A restera suspendu au-dessous et l'autre B au-dessus du fragment A.

Une échelle divisée en parties égales étant fixée derrière le tube, on peut comparer la distance entre B et M à celle entre A et B.

Si alors b est le poids spécifique de B, a celui de A et m celui de M,

$$\frac{a - m}{m - b} = \frac{AM}{BM} \qquad m = \frac{b\,AM + a\,BM}{AB}.$$

Ainsi si AM = 5 divisions et BM = 2 divisions ; si le poids spécifique de B est 2,23 et celui de A 2,98, le poids spécifique de M est

$$m = \frac{5 \times 2{,}23 + 2 \times 2{,}98}{z} = 2{,}44.$$

Pour éviter la parallaxe, l'échelle doit être gravée ou fixée sur un miroir de verre disposé derrière le tube d'essai et la lecture doit être faite au moyen d'un fil métallique horizontal PQ, qui peut glisser en tête du tube et qu'on regarde de manière à ce qu'il coïncide avec sa réflexion dans le miroir.

Les grains peuvent être choisis parmi les différentes sortes de verre, ou construits avec des boules de verre ou des tubes capillaires renfermant du fil de platine fixé par fusion dans leur intérieur ; leurs poids spécifiques peuvent être déterminés en les immergeant dans un liquide où ils soient tout juste en suspension, et en déterminant ensuite celui du liquide.

En pratique l'usage principal des liquides pesants est d'identifier un fragment de minéral en le comparant à d'autres de poids spécifiques connus. Ayant trouvé deux minéraux de poids spécifique presque égal, dont l'un flotte tandis que l'autre tombe dans un liquide dans lequel le

minéral en observation reste en suspension, il est certain que ce dernier a un poids spécifique intermédiaire entre ceux des deux minéraux connus. C'est un procédé de grande valeur pour déterminer des minéraux et il s'applique très facilement.

Les liquides pesants sont aussi employés pour séparer les différents minéraux dans un mélange par exemple : une roche réduite en poudre, au moyen de leurs densités différentes.

L'iodure de méthylène noircit par exposition à la lumière, par suite de la mise en liberté de l'iode ; mais on peut facilement le clarifier, soit en congelant le liquide, soit en l'agitant avec un peu de mercure ou de potasse. De plus ce liquide peut être élevé à une densité de 3,65 en y dissolvant de l'iodoforme et de l'iode.

On a également recommandé d'autres liquides pesants, tels qu'une solution d'iodure de mercure et de potasse (solution de Thoulet ou de Sonstadt), poids spécifique = 3,196 ; une solution de borotungstate de cadmiun (solution de Klein) poids spécifique = 3,28 ; une solution d'iodure mercurique de baryum (solution de Rohrbach) poids spécifique = 3,58. De ces solutions celle de Klein est la plus commode.

On obtient un liquide encore plus dense en fondant du nitrate de thallium et d'argent, qui fond à 70° en un liquide clair et qui a un poids spécifique près de 5 ; la densité peut être réduite par dilution avec de l'eau chaude.

2. **Chaleur spécifique**. — La chaleur spécifique d'un minéral est la quantité de chaleur nécessaire pour élever d'un degré centigrade la température de la substance.

Cette quantité doit être mesurée avec certaines unités arbitraires, mais l'unité de chaleur toujours employée est la quantité nécessaire pour élever un gramme d'eau d'un degré ; elle est pratiquement constante pour chaque degré, tout au moins entre les températures de 0° et 20°.

Pour déterminer la chaleur spécifique, le minéral est brisé en fragments et placé dans une petite nacelle de fils métalliques ; ayant été élevé à une certaine température dans un bain d'air (qui est généralement chauffé par de la vapeur) il est ensuite rapidement immergé dans un vase d'eau de température connue et l'on note l'élévation de température qui est produite au moyen de thermomètres immergés dans l'eau.

Si W = le poids du minéral,

t = la température initiale du minéral,

W_1 = le poids de l'eau,

t = la température initiale de l'eau,
T = la température finale du minéral et de l'eau,
x = la chaleur spécifique du minéral;
alors $(t - T) Wx$ est le nombre d'unités de chaleur perdues par le minéral, et ceci doit être égal à $(T - t_1) W_1$, le nombre d'unités de chaleur gagnées par l'eau, la chaleur spécifique de l'eau étant 1.

Par suite

$$x = \frac{(T - t_1) W_1}{(t - T) W}.$$

En pratique il faut de nombreuses corrections et précautions pour assurer l'exactitude; il faut tenir compte des capacités calorifiques de la nacelle de fil métallique, qui porte le minéral et du vase qui contient l'eau; il faut appliquer une correction pour la radiation durant les expériences, et il faut adopter une méthode efficace pour remuer l'eau, de manière qu'elle acquière une température uniforme. On trouvera tout cela décrit dans les traités de physique.

L'appareil le plus délicat et le plus satisfaisant pour déterminer les chaleurs spécifiques des minéraux paraît être celui connu sous le nom de *calorimètre à vapeur*. Dans celui-ci, un poids connu du minéral à une tempéature connue est immergé dans une chambre remplie de vapeur à une température connue. On calcule alors la chaleur spécifique au moyen de la vapeur condensée sur le minéral et la nacelle de fils métalliques durant le temps qui s'écoule jusqu'à ce qu'ils soient élevés à la température de la vapeur.

A cet effet le minéral est suspendu au fléau d'une balance délicate et pend en dessous de la balance dans une chambre à travers de laquelle on fait passer un courant de vapeur; au même fil qui porte le minéral enfermé dans la nacelle est suspendu un petit cône qui reçoit l'eau qui en découle. Le minéral est d'abord pesé suspendu dans la chambre remplie d'air; on admet alors la vapeur dans la chambre et après qu'il s'est écoulé un temps suffisant pour que le minéral et son support se soient élevés à la température de la vapeur, il est refroidi et pesé de nouveau; l'augmentation de poids est celui de la vapeur condensée sur le minéral et son support.

En faisant abstraction des corrections comme plus haut, si
W = le poids du minéral;
t = la température initiale du minéral;
W_1 = le poids de vapeur condensée;
T = la température de la vapeur;
x = la chaleur spécifique du minéral.

Alors $(T-t)\ Wx = W_1\lambda$; ou λ est la chaleur latente de la vapeur, c'est-à-dire la quantité de chaleur mise en liberté par la condensation d'un gramme de vapeur d'eau de la même température. (Pour une description complète de l'instrument et de son emploi, voyez J. Joly, *Proceedings of the Royal Society*, 1887, t. XLI, p. 250 et t. XLVII, 1890, p. 218.)

L'expérience a montré que la chaleur spécifique d'un composé est en relation étroite avec celle de ses constituants. On peut donc s'attendre que des déterminations de la chaleur spécifique seront de grande valeur pour l'interprétation des analyses chimiques. Elles n'ont pas été appliquées sur une grande échelle en minéralogie, et la chaleur spécifique n'a jamais encore été employée pour l'identification des minéraux, comme le poids spécifique.

CHAPITRE II

PROPRIÉTÉS CHIMIQUES

Durant une grande portion de la moitié du siècle dernier, l'école prédominante de minéralogie a été associée avec les noms de Werner et Mohs, qui ont été successivement professeurs à l'Académie des mines de Freiberg. En minéralogie systématique, cette école s'efforçait d'employer exclusivement les soi-disant « propriétés naturelles historiques ». Les leçons de Werner et un traité bien connu, qu'il a publié sur les caractères externes des minéraux, sont largement consacrés à l'étude de ces caractères au moyen desquels on peut identifier les minéraux sans avoir recours à des essais chimiques. Et Mohs, dans son *Traité de Minéralogie* donne les propriétés naturelles historiques comme étant *celles dont la nature a doué les corps qu'elle produit, pourvu que ces propriétés, aussi bien que les corps eux-mêmes, restent inaltérées pendant leur examen.*

Comme les caractères chimiques d'une substance quelconque peuvent être définis comme étant ceux qu'elle montre durant sa conversion (changement chimique) en quelque autre substance qui possède d'autres propriétés, il est bien évident que, dans les mains de ces maîtres, la chimie n'a trouvé que peu ou pas d'application dans l'étude des minéraux.

Une réaction contre une telle manière de traiter le sujet se produisit sous l'influence de Berzelius et des chimistes suédois, et subséquemment les propriétés chimiques en sont venues à être tenues dans une estime tout à fait différente, jusqu'à ce que, à l'époque actuelle, elles soient regardées comme d'importance primaire.

Les méthodes modernes sont bien entendu totalement opposées à cet esprit *naturel historique* en minéralogie; le chercheur est tenu d'examiner *tous* les caractères utiles des minéraux; et parmi ceux-ci la composition chimique est le plus important, en vue soit de l'indification, soit de la classification ou des recherches.

Quand on cherche à identifier un minéral, il est généralement nécessaire, et toujours à propos, d'en sacrifier une portion pour reconnaître sa nature chimique, et pour déterminer par l'emploi de divers agents, ou avec l'aide du chalumeau, quelques-uns au moins des éléments qu'il contient.

De plus la base tout entière de la classification, devant son origine à celle de Berzélius, est surtout chimique, et sans la connaissance de la composition, il serait impossible de se faire une idée claire des relations qui existent entre les minéraux.

C'est en outre des relations entre leurs propriétés chimiques et autres qu'on doit attendre les progrès les plus importants de la minéralogie scientifique dans l'avenir.

Une connaissance réellement complète de la constitution chimique d'un minéral, si elle était possible, nous permettrait probablement de prédire toutes ses autres propriétés.

1. **Éléments des minéraux.** — Tous les éléments qui ont été isolés par les chimistes ont été trouvés dans les minéraux; quelques-uns d'entre eux se rencontrent aussi dans les animaux ou les végétaux, ou dans leurs produits; quelques-uns, comme l'azote, qu'on rencontre communément dans les substances organiques, sont rares parmi les minéraux. Le carbone aussi, qui entre dans la plus grande partie de la nature organique sous forme de nombreux composés différents, est comparativement rare dans le royaume minéral, bien qu'il soit contenu dans une grande et importante série de composés (les carbonates). D'autre part, la silice qui est rare parmi les matières organiques, est un des éléments les plus communs des minéraux.

On a estimé que parmi les matières de la croûte de la terre, environ 47 p. 100 contiennent de l'oxygène, environ 27 p. 100 de la silice et environ 8 p. 100 de l'aluminium; que le fer, le calcium, le sodium et le potassium y sont contenus en quantités variant de 6 à 2 p. 100, tandis qu'aucun des éléments restants ne s'y élève à plus de 1 demi p. 100 (Clarke). Par suite l'oxygène est de beaucoup le plus important dans les minéraux de la croûte de la terre. A l'exclusion des gaz, on ne rencontre dans la nature que peu d'éléments non combinés ou *natifs*; ce sont le carbone, le soufre, l'arsenic, l'antimoine, le bismuth, l'or, l'argent, le cuivre, le mercure, le tellure, le plomb, le platine, l'iridium, le palladium et le fer; et parmi ceux-ci les derniers sont rares.

Quelques-uns de ces éléments n'existent comme constituants importants que dans un petit nombre de minéraux, mais les minéraux dans

lesquels on les rencontre ne sont pas nécessairement très rares; ce sont le béryllium, le brome, le cadmium, le chrome, le litium, le molybdène, le sélénium, l'étain, le titane, l'uranium, le vanadium et le zirconium.

Les éléments suivants sont des constituants importants des minéraux dans lesquels ils sont généralement contenus, mais les minéraux eux-mêmes sont extrêmement rares : cérium, cœsium, didyme, erbium, germanium, lanthane, niobium, tantale, tellure, thalium, thorium et ytrium.

L'intérêt de ces minéraux est principalement dû à ce qu'ils sont la seule source des éléments rares ci-dessus, et c'est surtout pour l'étude de ces éléments et de leurs composés que ces minéraux ont été recherchés et étudiés.

2. **Constitution atomique des minéraux**. — Nous n'avons pas l'intention dans le présent chapitre de donner un résumé des principes de la chimie qu'on trouve dans les traités sur ce sujet; mais bien plutôt d'indiquer les caractères principaux de la chimie des minéraux par comparaison avec celle des autres substances. Il ressortira clairement d'un chapitre subséquent que les principales difficultés qu'on rencontre dans l'étude de la chimie minérale sont dues à ce fait que les matières qu'on étudie n'ont pas été préparées au moyen de composés connus dans le laboratoire du chimiste, mais qu'ils ont été faits par la nature au moyen du vaste mélange des matières qui existent dans la croûte de la terre et dans des conditions différentes ; par suite les minéraux ne sont pas en général des composés simples et purs, mais ils sont pour la plupart compliqués par de nombreuses impuretés, ou sont souvent des mélanges isomorphes (voy. p. 268). Éliminer les impuretés, rechercher les composés simples dont ces mélanges se composent et déterminer la nature et la constitution des espèces auxquelles ils peuvent être rapportés, telle est la tâche du chimiste minéral.

Lorsqu'une substance peut, par un changement de pression et de température, être convertie de l'état solide en un liquide, et d'un liquide en un gaz et vice versa (comme la glace, l'eau et la vapeur), on la considère comme gardant son identité sous ses trois états; on admet souvent que la molécule du solide est une agrégation des molécules gazeuses et on l'exprime comme un multiple de cette dernière.

Néanmoins des recherches récentes semblent indiquer que la molécule d'un cristal n'est pas un multiple de la molécule gazeuse aussi grand qu'on le supposait précédemment et que par le fait, dans certains cas, elle peut être identique avec elle.

On connaîtrait la formule de la molécule gazeuse elle-même, connue

sous le nom de *formule moléculaire* de la substance, si l'on pouvait trouver la densité de vapeur du minéral; mais, presque tous les minéraux sont solides et ne peuvent pas être vaporisés, de sorte qu'on ne connaît que peu ou rien sur leurs molécules gazeuses, et même si on les connaissait, les formules moléculaires n'expliqueraient pas nécessairement la constitution du minéral cristallisé.

Les formules au moyen desquelles les minéraux sont dénotés ne représentent donc en règle générale pas beaucoup plus que les proportions relatives des éléments qu'ils contiennent, et sont simplement une expression de composition en pourcentage telle qu'elle est déterminée par l'analyse, et traduite dans le langage des proportions atomiques, quand cela est possible.

Ainsi la barytine est dénotée par le symbole $BaSO_4$, qui (puisque le poids atomique du baryum est 137, celui du soufre 32 et celui de l'oxygène 16) indique que le minéral se compose de ces trois éléments dans les proportions suivantes en poids :

$$\begin{aligned} Ba &= 137 \\ S &= 32 \\ O_4 &= 64 \\ \hline & \quad 233 \end{aligned}$$

ou en pourcentage

$$\begin{aligned} Ba &= \frac{137}{233} \times 100 = 58,8 \\ S &= \frac{32}{233} \times 100 = 13,7 \\ O &= \frac{64}{233} \times 100 = 27,5 \\ \hline & \qquad\qquad 100,0 \end{aligned}$$

Une pareille formule, qui n'indique pas plus que les proportions relatives des éléments et est par suite seulement suffisante pour donner la composition théorique en pourcentage d'un minéral correspondant à son analyse, constitue la *formule empirique*.

De la composition en pourcentage donnée par l'analyse chimique quantitative, on trouve la formule empirique par une marche inverse, en divisant le pourcentage de chaque élément par son poids atomique; ainsi

$\frac{58,8}{137} = 0,429$ = le nombre des atomes de Ba.

$\frac{13,7}{32} = 0,429$ — — S.

$\frac{27,5}{16} = 1,7187$ — — O.

Mais en nombres entiers 0,429 : 0,429 : 1,7187 = 1 : 1 : 4; par suite la formule empirique est $BaSO_4$.

La loi des combinaisons définies est maintenant si bien établie qu'il ne peut pas y avoir de doute sur la possibilité de rapporter chaque minéral à une ou plusieurs formules empiriques comme la précédente. Cependant on ne peut nier qu'à présent, pour beaucoup de minéraux, les analyses individuelles ne conduisent pas à des formules simples, ou même en proportions atomiques; et le difficile problème que doit résoudre le chimiste minéral est la réduction d'analyses, variant très largement et compliquées, à des proportions atomiques simples et à des formules empiriques simples. Ceci a été effectué d'une manière si heureuse pour quelques minéraux complexes (tels que la tétraédrite, le pyroxène et le feldspath) que nous pouvons attendre en toute confiance la réduction définitive de toutes les espèces minérales à des formules rationnelles, et probablement aussi simples.

L'établissement des formules *moléculaires* est un problème d'ordre plus élevé, pour lequel on n'a encore fait que peu de progrès.

3. **Équivalence des atomes dans les minéraux**. — Si nous bornons pour le présent notre attention à ces minéraux dont les analyses conduisent à des formules définies simples, nous trouverons, en comparant leurs formules empiriques, que beaucoup d'entre elles sont semblables et ne diffèrent qu'en ce qu'un certain nombre d'atomes d'un élément dans l'une est substitué à la place d'un certain nombre d'un autre élément dans l'autre; ainsi la barytine, $BaSO^4$, est en relation avec l'anglésite, $PbSO^4$, et toutes les deux sont en relation avec le sulfate de potasse (aphthitalite), K^2SO^4, et l'acide sulfurique, H^2SO^4; les uns peuvent être dérivés des autres en interchangeant les atomes, ou groupes atomiques, Ba, Pb, K^2, H^2.

En termes généraux, deux atomes d'un élément monade peuvent remplacer un atome d'un élément dyade; trois d'un dyade peuvent remplacer deux d'un tryade, et ainsi de suite pour former une série de composés qui peuvent commodément être classés ensemble, dans ce cas, parmi les *sulfates*.

(D'autres observations montrent néanmoins que, dans les minéraux, comme dans les autres composés, la valence d'un élément n'est pas toujours la même; par exemple il peut agir dans une substance comme un élément tryade et dans une autre comme dyade; l'exemple le plus remarquable est le fer, qui peut se rencontrer soit dans la condition ferreuse (dyade) ou ferrique (triade)).

Il est donc important, en comparant les caractères chimiques des différents minéraux, de baser leur classification sur quelque classification des éléments qu'ils renferment. Pour divers objets en minéralogie il est commode de distinguer les éléments en métalliques et non métalliques, en électro-positifs et électro-négatifs (bien que ces derniers termes ne puissent être employés que dans un sens relatif) ou de les grouper suivant leurs valences comme monades, dyades, etc.; mais le minéralogiste se sert généralement de la classification familière des éléments par leurs poids atomiques, comme dans la table ci-jointe de Mendelejeff.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	H							
2	Li	Be	B	C	N	O	F	
3	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe, Ni, Co
5	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	
6	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo		Ru, Rh, Pd
7	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	
8	Cs	Ba	La	Ce	Di			
9				Tb	Er			Sm, Ms
10			Yb		Ta	W		Os, Ir, Pt
11	Au	Hg	Tl	Pb	Bi			
12				Th		U		

Les propriétés, à la fois physiques et chimiques, étant des fonctions périodiques de leurs poids atomiques, les éléments les plus étroite-

ments alliés sont placés dans des positions correspondantes dans la table. Il n'est donc pas surprenant de trouver que cette table indique aussi beaucoup d'analogies remarquables entre les composés minéraux.

Des minéraux des composés correspondants d'éléments situés dans une des colonnes verticales révèlent souvent une grande ressemblance les uns aux autres; de plus il existe une plus grande similitude entre des composés d'éléments alternants dans une colonne verticale quelconque qu'entre ceux d'éléments consécutifs, puisque les éléments qui sont le plus étroitement unis dans leurs propriétés sont ceux qui sont contenus ou bien dans une des périodes paires ou bien ceux contenus dans une des périodes impaires.

Ainsi certains minéraux contenant du magnésium, du calcium, du zinc, du strontium, du cadmium et du baryum, sont étroitement alliés; mais les composés correspondants du calcium, du strontium et du baryum se ressemblent de bien plus près qu'ils ne ressemblent à ceux de magnésium, du zinc et du cadmium. (Voyez le groupe de la barytine, le groupe de la calcite, le groupe de l'aragonite.)

Les composés correspondants des éléments appartenant à la série impaire 1, 3, 5, 7, 9, 11, dans une colonne verticale quelconque, sont quelquefois appelés *eutropiques*. Les composés correspondants de ceux qui appartiennent à la série paire, par exemple, Li, K, Rb, Cs, constituent un autre système *eutropique ;* de pareils systèmes eutropiques sont alliés de très près dans toutes leurs propriétés.

On remarquera que, à l'exception du carbone et des éléments des groupes appelés transitionnels de la colonne VIII, tous les éléments mentionnés comme se rencontrant à l'état natif (ou non combinés) appartiennent à la série impaire. De même les groupes bien définis de minéraux décrits plus loin sous le nom de *métalliques* (ceux ayant un éclat métallique) sont presque exclusivement des composés des métaux Cu, Zn, Ge, Ag, Cd, Sn, Au, Hg, Tl, Pb, appartenant aux séries impaires, combinés avec le soufre ou le sélénium, ou les trois éléments alliés As, Sb, Bi.

Cette table révèle beaucoup d'autres relations minéralogiques et celles-ci sont mises en évidence par le rôle que les divers éléments jouent dans la composition des minéraux que nous décrirons plus tard (voy. p. 258).

Quelques-uns des sous-groupes les plus distincts dans leur rapport avec la minéralogie, sont les suivants :

Dans le groupe I	: 1° les métaux alcalins Li, Na, K, Rb, Cs. 2° les métaux Cu, Ag.
Dans le groupe II	: 1° les terres alcalines Ca, Sr, Ba. 2° les métaux Zn, Cd, Hg.
Dans le groupe IV	: les éléments Si, Ti, Ge, Zr, Sn, Th.
Dans le groupe V	: les éléments P, V, As, et encore As, Sb, Bi.
Dans le groupe VI	: les éléments S, Se, Te.
Dans le groupe VII	: les éléments haloïdes F, Cl, Br, I.
Dans le groupe VIII	: les éléments Fe, Ni, Co.

4. **Équivalence des radicaux dans les minéraux**. — Dans les composés qui contiennent plus de deux éléments, comme c'est le cas avec la plupart des minéraux, on peut d'une manière commode regarder les éléments comme associés pour former des groupes qui, comme les éléments, sont capables de se remplacer les uns les autres dans des composés différents. Ces groupes ou radicaux, comme les éléments, ont été quelquefois distingués en électro-positifs et électro-négatifs, et chacun d'eux a une certaine valence; ils peuvent être regardés comme se remplaçant les uns les autres, ou comme remplaçant des éléments de même valence. Ainsi dans le sel de roche, NaCl, comparé au sel ammoniaque, NH^4Cl, le groupe atomique NH^4 peut être regardé comme un radical monade, capable de remplacer le métal sodium dans son association avec l'élément haloïde, le chlore. Dans la calcite $CaCO_3$, comparée à l'anhydrite, $CaSO^4$, CO^3 et SO^4 peuvent être regardés comme des radicaux dyades, capables chacun de se combiner avec l'élément dyade Ca.

On suppose généralement qu'un radical composé (ainsi appelé pour le distinguer d'un élément) se compose de plusieurs atomes, combinés de telle manière que leurs capacités de combinaisons ou leurs liaisons ne sont pas satisfaites et la valence du radical est déterminée par le nombre de liaisons non satisfaites; ainsi d'hydroxyle H—O est un radical monade et a une grande importance dans la structure chimique des minéraux.

Des formules qui montrent comment les atomes peuvent être groupés ensemble pour former certains radicaux sont appelées *formules de constitution,* et quand la formule indique au moyen des liaisons la manière dont les atomes sont supposés liés entre eux par leurs capacités de combinaisons, elle est appelée une formule *structurale* ou *graphique*; ainsi pour l'acide sulfurique :

Formule empirique . . . . H_2SO_4,
Formule de constitution . . . . $SO_2(OH)_2$

Formule graphique . . . .
$$\begin{matrix} H-O \diagdown & & \diagup\!\!\diagup O \\ & S & \\ H-O \diagup & & \diagdown\!\!\diagdown O \end{matrix}$$

Les radicaux dont l'existence est supposée afin d'expliquer la constitution de la plupart des minéraux sont ou hypothétiques, ou fondés sur des expériences avec d'autres composés, à la fois inorganiques et organiques, dans le laboratoire, et dans bien des cas la formule graphique est basée sur une bien faible certitude. Néanmoins on emploie ces formules d'une manière très générale pour indiquer les relations possibles entre des minéraux qui ont des caractères semblables.

5. **Classification des minéraux par les radicaux acides.** — Par leurs caractères chimiques les minéraux sont séparés en certains larges groupes, suivant les éléments non métalliques ou les radicaux qu'ils contiennent, comme il suit :

1° Éléments ;

2° Composés haloïdes, dans lesquels les éléments métalliques ou les radicaux sont combinés avec des éléments haloïdes, fluor, chlore, brome et iode ;

3° Sulfures, dans lesquels les éléments métalliques ou radicaux sont combinés avec le soufre ;

4° Sulfo-sels, qui peuvent être dérivés de certains sulfo-acides (voy. § 8) ;

5° Oxydes et hydroxydes, dans lesquels des éléments métalliques ou des radicaux sont combinés avec l'oxygène et avec l'hydroxyde OH, respectivement ;

6° Oxy-sels, qui peuvent être dérivés de certains oxy-acides (voy. § 8).

Chacun de ces groupes contient un certain nombre de sous-groupes que nous considérerons plus loin.

Les termes acides, bases et sels sont librement employés en chimie minérale dans le sens communément accepté, mais sans la base expérimentale sur laquelle les distinctions ont été faites dans le cas de composés plus faciles à traiter et qui sont familiers aux personnes qui étudient la chimie.

Dans un oxy-acide, l'hydrogène, qui est susceptible d'être remplacé par des métaux ou des radicaux composés pour former un sel, est supposé présent comme un constituant de l'hydroxyle, HO ; et dans un sulfo-acide, l'hydrogène remplaçable est supposé présent comme un constituant du radical SH.

Un minéral, tel que la barytine, est alors décrit d'une manière compréhensible, comme un sel de l'acide sulfurique $(OH)_2 SO_2$, dans lequel deux atomes d'hydrogène ont été remplacés par du baryum dyade.

Tous les silicates sont des oxy-sels et sont rapportés à certains acides siliciques ; ils devront être distingués à la manière ordinaire comme mono-basiques, quand il n'y a qu'un seul atome d'hydrogène remplaçable ; comme dibasiques, quand il y en a deux et ainsi de suite ; mais en réalité on connaît peu de chose sur la nature et même sur l'existence de ces acides.

De même le mot *base* est employé pour signifier l'oxyde de l'élément métallique dans un oxy-sel ; mais il n'est pas toujours possible de dire si un élément donné, situé dans les colonnes centrales de la table de la page 236, doit être regardé comme jouant le rôle d'une base ou d'un acide dans un minéral. Ceci est tout particulièrement vrai pour le groupe étendu et important des silicates d'aluminium, de bore, de titane, de zirconium (et d'étain) concernant lequel les opinions ont beaucoup changé durant les dernières années, de sorte que ces éléments en viennent à être regardés comme entrant dans le radical acide dans bien des cas où ils étaient précédemment appelés des bases.

Voici quelques-uns des principaux acides nécessaires pour rendre intelligible la composition des minéraux les plus importants ; les sels qui en dérivent reçoivent leurs noms du radical que contient l'acide.

Sulfo-acides :

$(SH)_3As = H_3AsS_3$ dont sont dérivés les sulfo-arsénites ; avec des composés correspondants d'antimoine et de bismuth.

Oxy-acides :

$(OH)NO_2 = HNO_3$, dont sont dérivés les nitrates. On connaît aussi un composé correspondant d'iode.

$(OH)_2CO = H_2CO_3$, d'où sont dérivés les carbonates.

$(OH)_2SO_2 = H_2SO_4$, d'où sont dérivés les sulfates ; avec des composés correspondants de chrome.

$(OH)_2WO_2 = H_2WO_4$, d'où sont dérivés les tungstates ; avec des composés correspondants du molybdène.

$(OH)AlO = HAlO_2$ d'où sont dérivés les aluminates ; avec des composés correspondants du fer et du chrome.

$(OH)BO = HBO_2$, d'où sont dérivés les (méta) borates.

$(OH)_3PO = H_3PO_4$, d'où sont dérivés les phosphates ; avec des composés correspondant de l'arsenic et du vanadium.

$(OH)_4Si = H_4SiO_4$, d'où sont dérivés les (ortho) silicates.

$(OH)_2SiO = H_2SiO_3$, d'où sont dérivés les (méta) silicates ; avec des composés correspondants du titane et du zirconium.

$(OH)\,TaO_2 = HTaO_3$, donnant naissance aux (méta) tantalates, avec des composés correspondants du niobium.

Les importants sels inorganiques suivants sont à peine ou pas du tout représentés parmi les minéraux : chlorates, chlorites, sulfites, arsénites, nitrites, phosphites ; aussi phosphures et carbures. Étant données les conditions dans lesquelles les minéraux existent dans la croûte de de la terre, des composés instables ou solubles comme ces derniers, s'ils se sont accidentellement formés par des opérations naturelles, peuvent rarement survivre comme minéraux, mais sont rapidement décomposés ou entraînés en solution. Quelques-uns d'entre eux existent dans les météorites, mais ils ont probablement été formés dans des conditions très différentes.

6. **Sels normaux, acides et basiques.** — Les sels dérivés de l'un quelconque des acides mentionnés plus haut sont de plus groupés dans trois subdivisions. Les premiers ou sels normaux sont ceux dans lesquels tout l'hydrogène remplaçable de l'acide est remplacé ; ainsi, la barytine, $BaSO_4$, est un sel normal de l'acide sulfurique, H_2SO_4 ; la calcite, $CaCO_3$, est un sel normal de l'acide carbonique, H_2CO_3.

Les sels acides, d'autre part, sont ceux dans lesquels une partie seulement de l'hydrogène de l'acide est remplacé ; ainsi la misénite, $KHSO_4$, est un sulfate acide de potassium. Les sels basiques sont ceux qui contiennent plus d'atomes basiques ou de radicaux qu'il n'en faut pour remplacer l'hydrogène de l'acide. Ainsi la malachite, $Cu_2(OH)_2CO_3$, et la chessylite, $Cu_3(OH)_2(CO_3)_2$, sont tous deux des carbonates basiques.

Les sels acides sont rares parmi les minéraux, excepté peut-être parmi le silicates, mais des exemples de sels basiques sont communs.

7. **Composés moléculaires ; eau de cristallisation.** — Dans quelques minéraux la composition est commodément exprimée comme association de deux ou plusieurs molécules unies par quelque conception différente de celle qui joint les atomes ou les radicaux dans chaque molécule. Ainsi la kalinite, ou alun de potasse, dont la formule empirique est $KAlS_2H_{24}O_{20}$, est souvent regardée comme un composé moléculaire et exprimé par la formule $Al_2(SO_4)_3K_2SO_4,24H_2O$; ceci suggère que le sulfate de potassium, le sulfate d'aluminium et l'eau existent comme tels dans le composé, et ne sont pas unis exactement comme les radi-

caux dans chacun des trois groupes, mais de quelque autre manière.

Des composés de cette nature sont appelés des *composés moléculaires* ou des *sels doubles*. Dans le cas de la kalinite cette vue reçoit un certain appui de ce fait que, dans une solution de sel, on peut séparer les deux sulfates par le procédé mécanique de la diffusion. D'autre part cette expérience indique seulement que les deux sels se séparent à l'état de *solution* ; la formule moléculaire, bien que pouvant être celle des molécules liquides, n'est pas nécessairement celle des molécules cristallines de l'alun.

D'autres exemples de minéraux, qui sont souvent regardés comme des sels doubles, sont : la matlockite, $PbCl_2$ PbO ; la glaubérite, Na_2SO_4, $CaSO_4$; la dolomie $CaCO_3$ $MgCO_3$.

Beaucoup des sels basiques peuvent également bien être décrits comme des sels doubles ; par exemple la malachite comme $CuCO_3$. $Cu(OH)_2$. La distinction entre un composé moléculaire et un composé atomique ne peut être établie que par des expériences sur la manière dont la substance se comporte en solution, expérience qu'on peut rarement faire sur des minéraux.

A l'heure actuelle il y a très peu de preuves pour établir si un minéral donné doit ou non être regardé comme composé moléculaire.

Si cependant une ou plusieurs des molécules dans un pareil composé sont des molécules d'eau, il est possible dans une certaine mesure d'invoquer l'expérience et de tirer des conclusions. Beaucoup de minéraux cèdent de l'eau quand on les chauffe ; elle peut ou bien être présente dans le minéral comme telle, ou bien peut résulter de l'association de l'hydrogène et de l'oxygène contenus dans le minéral et rendus libres par le chauffage.

Quelquefois l'eau s'en va à une température au-dessous de 100° ; quelquefois à des températures plus élevées, quelquefois seulement au rouge. Quand l'eau s'en va au-dessous de 100°, comme par évaporation, elle est habituellement regardée comme *eau de cristallisation*, c'est-à-dire comme eau qui est présente comme telle dans le minéral. Elle paraît souvent être à peine plus unie, si tant que cela est, d'une manière plus tenace que les molécules séparées dans l'eau ordinaire et par suite elle n'est pas considérée comme en liaison par des valences libres.

Les sels qui cèdent leur eau sont dits hydratés, ceux qui ne cèdent pas d'eau sont appelés anhydres. Le terme hydraté est quelquefois limité à ceux qui contiennent de l'eau comme telle.

Le même sel est souvent capable de se combiner avec plusieurs

proportions d'eau différentes; le sulfate de sodium, cristallisé d'une solution à des températures différentes, comme on le sait, donne des cristaux contenant sept ou dix molécules d'eau. Ce sont des substances totalement distinctes et qui diffèrent par leurs formes cristallines.

Que l'eau ne soit pas unie d'une manière aussi tenace que les autres constituants d'un sel hydraté, cela est évident par ce fait que, dans bien des cas, elle peut facilement être enlevée ; beaucoup de sels abandonnent leur eau si on les expose à l'air sec à la température ordinaire. La propriété que possèdent quelques substances de réabsorber de l'eau après qu'elle leur a été enlevée est encore plus remarquable. Le gypse, $CaSO_4 2H_2O$, perd la majeure partie de son eau à une température de 160° et la réabsorbe quand on le mouille. Il semble donc que l'eau de cristallisation ne s'en aille pas nécessairement au-dessous de 160°.

Ainsi quand on chauffe quelques-uns des zéolithes, ils abandonnent tout ou partie de leur eau et acquièrent de nouvelles propriétés optiques ; mais quand on les immerge dans l'eau, ils en absorbent exactement la même quantité, et reprennent en même temps les propriétés optiques et tous les autres caractères du sel hydraté. Dans de pareils cas, nous avons une molécule H^2O, qui peut être ajoutée ou enlevée au minéral, et l'on suppose par conséquent qu'elle est présente comme telle dans le composé hydraté.

D'autre part, l'eau qui ne s'en va qu'à haute température ne peut guère être présente dans le composé de la même manière que l'eau de cristallisation et on la distingue en conséquence sous le nom d'*eau de constitution* ; on suppose généralement qu'elle n'existe pas dans le minéral comme eau, mais qu'elle résulte de l'union de l'hydrogène et de l'oxygène, ou de l'hydroxyle, contenu dans le composé.

Ainsi la malachite a la formule empirique $Cu_2H_2CO_5$, et comme l'eau ne part qu'à haute température, le minéral est regardé comme un carbonate basique $CuCO_3,Cu(OH)_2$ ou $(CuOH)_2 CO_3$, dans lequel l'eau est toute de l'eau de constitution.

Dans d'autres minéraux, l'eau peut être en partie de l'eau de constitution, qui s'en va à hautes températures, et en partie de l'eau de cristallisation.

Dans la chalcanthite, $CuSO_4 + 5H_2O$, quatre molécules d'eau s'en vont à 100° ; et la cinquième à 200° ; de sorte qu'il est possible que la dernière soit combinée d'une manière différente des premières. Si l'on écrit la formule sous la forme $(CuOH)HSO_4 . 4H_2O$, elle sert à indiquer cette manière d'être.

L'epsomite, $MgSO_4 . 7H_2O$, abandonne six molécules d'eau à 132°. La

septième molécule ne peut être enlevée qu'à 210° et elle est retenue d'une manière bien plus tenace. La chaleur d'hydratation confirme cette différence entre cette molécule d'eau et les six autres. Cette manière d'être peut être exprimée par la formule $H(MgOH)SO_4.6H_2O$.

Dans des cas comme ceux-ci, une formule de constitution est très utile comme indiquant un fait réel et il n'est pas nécessaire de la regarder comme donnant plus que cela. Mais dans les cas où des proportions successives d'eau sont abandonnées à des températures différentes, il est tout à fait impossible d'établir une distinction entre l'eau de cristallisation et celle de constitution. Par exemple, dans la heulandite, $CaAl_2Si_6O_{16}.5H_2O$, l'eau s'en va graduellement entre 100° et 400°.

Dans les formules de ce livre, l'eau qui s'en va à une température *relativement* basse est exprimée sous forme de H_2O, et unie à la formule comme une des molécules d'un composé moléculaire ; celle qui s'en va à une température *relativement* élevée est incorporée dans la formule comme eau de constitution.

8. **Basicité des acides**. — Quand on essaie d'arranger les minéraux suivant leurs radicaux acides, comme on l'a indiqué dans le tableau de la page 240, on rencontre une difficulté dans plusieurs des groupes, parce que les formules ne peuvent pas se prêter à tomber dans la forme exacte qu'on a donnée à cet endroit. Ainsi, comme on l'a montré dans ce tableau, les silicates ne peuvent pas tous être rapportés d'une manière commode à l'acide $(OH)_4Si$; beaucoup de silicates, par exemple, sont plus naturellement rapportés à un acide $(OH)_2SiO$.

Les minéraux de la première classe sont appelés des orthosilicates pour les distinguer des seconds qui sont appelés des métasilicates ; et des deux acides l'un est tétrabasique et l'autre dibasique.

On rencontre une difficulté semblable dans d'autres groupes, spécialement parmi les sulfo-sels et les borates ; ces groupes contiennent des minéraux qui doivent être rapportés à des acides qui diffèrent par leur basicité. Si maintenant on arrange suivant leur ordre de basicité les divers oxy-acides qui peuvent être rangés dans un groupe, on trouve qu'ils diffèrent par des multiples de H_2O. Par suite ces oxy-acides sont généralement regardés comme dérivés des acides normaux par l'enlèvement d'un certain nombre de molécules d'eau.

Parmi les borates, on trouve les minéraux suivants :

Pinnoite, $MgB_2O_4 . 3H_2O$,	correspondant	à l'acide.	$(HO)\ BO$
Borax, $Na_2B_4O_7 . 10H_2O$,	—	—	$(HO)_2B_4O_5$
Colémanite, $Ca_2B_6O_{11},5H_2O$;	—	—	$(HO)_4B_6O_7$,

Donc l'acide du borax peut être dérivé de celui de la pinnoïte par enlèvement d'une molécule d'eau sur les quatre du précédent, ainsi, $4HBO_2 - H_2O = H_2B_4O_7$, l'acide de la colemanite en enlevant une molécule d'eau des six du même — $6HBO_2 - H_2O = H_4B_6O_{11}$.

Parmi les sulfo-sels (sulfoarsénites, sulfoantimonites, sulfobismuthites) il y a encore une plus grande variété d'acides hypothétiques qui sont dérivés d'une manière semblable de l'acide normal tribasique H_3AsS_3 par des différences de H_2S, et ceux qui sont plus basiques par l'addition de molécules de ce genre.

Voici quelques-uns des nombreux types de sulfoarsénites connus parmi les minéraux.

$$HAsS_2 = As(SH)_3 - H_2S.$$
$$H_4As_2S_5 = 2As(SH)_3 - H_2S$$
$$H_3AsS_3 = As(SH)_3$$
$$H_8As_2S_7 = 2As(SH)_3 + H_2S.$$
$$H_{10}As_2S_8 = 2As(SH)_3 + 2H_2S.$$

De même parmi les silicates, les acides suivants, dérivés de la même manière, de l'acide orthosilicique, H_4SiO_4, sont quelquefois admis pour rendre compte de la constitution de beaucoup et des plus importants minéraux contenus dans le groupe.

$$H_2Si_2O_5 = 2Si(OH)_4 - 3H_2O.$$
$$H_4Si_3O_8 = 3Si(OH)_4 - 4H_2O.$$
$$H_2SiO_3 = Si(OH)_4 - H_2O.$$
$$H_8S_3O_{10} = 3Si(OH)_4 - 2H_2O.$$
$$H_6Si_2O_7 = 2Si(OH)_4 - H_2O.$$
$$H_4SiO_4 = Si(OH)_4$$

Toutefois ici, comme dans un groupe quelconque aussi compliqué, il n'est réellement pas possible de dire si un minéral donné est un sel normal d'un certain acide, ou un sel acide d'un acide plus basique, ou un sel basique d'un acide moins basique. Ainsi, si l'on n'avait pas d'autres renseignements sur sa composition, il serait impossible de dire si l'hémimorphite, $Zn_2H_2SiO_5$, est un métasilicate, qui doit être exprimé sous la forme $(ZnOH)_2SiO_3$, ou un sel acide d'un acide distinct H_6SiO_5 dérivé de l'acide orthosilicique par l'addition d'une molécule d'eau. Dans ce cas néanmoins il n'y a pas de preuve de l'existence d'un acide du type H_6SiO_5.

Dans les deux classes des sulfo-sels et des silicates il existe au temps présent de grands doutes en ce qui regarde les acides auxquels les minéraux doivent être rapportés. On n'a pas pu prouver qu'aucun des acides hypothétiques donnés ci-dessus existe d'une manière indépen-

dante. Parmi ceux qu'on admet pour expliquer la série des silicates, quelques-uns des acides siliciques, dont on a préparé des sels ou des éthers, sont : l'acide orthosilicique $(OH)_4Si$; l'acide métasilicique, $(OH)_2SiO$; et l'acide $(OH)_6Si_2O$.

9. **Classification des silicates.** — Les remarques qui précèdent auront fait voir clairement qu'eu égard aux minéraux, on dispose encore de bien peu de preuves expérimentales qui puissent faire la lumière sur leur constitution. La composition en pourcentage ayant été reconnue par une analyse quantitative, on peut faire peu de chose à présent pour établir des formules de constitution, excepté de comparer les minéraux avec les composés plus traitables qu'on peut faire ou expérimenter dans les laboratoires, spécialement ceux qui sont volatils et solubles, auxquels ils puissent être alliés de quelque manière. La minéralogie est dans une large mesure la chimie des composés du silicium, près de la moitié des minéraux connus sont des silicates, mais malheureusement il ne s'est pas encore trouvé possible de leur appliquer les méthodes qui ont été si fructueuses dans l'étude des composés du carbone en chimie organique ; leurs constituants ne peuvent pas être remplacés par des radicaux organiques et l'on ne peut pas préparer de série de dérivés ; leur densité de vapeur ne peut pas être déterminée, non plus que la manière dont ils se comportent en solution. Nous devons nous contenter des analogies qu'ils peuvent présenter avec d'autres composés qui sont mieux connus, ou des relations qu'ils ont les uns avec les autres.

Dans une science descriptive, comme la minéralogie, les relations mutuelles peuvent être bien mises en lumière en essayant divers systèmes de classification, de même qu'en zoologie et en botanique on a graduellement découvert les relations essentielles entre les divers animaux ou les diverses plantes en essayant différents systèmes de classification, jusqu'à ce qu'il en soit résulté l'arrangement le plus satisfaisant en espèces et en genres.

On a déjà dit que le groupement principal des minéraux se fait en classes telles que celles des carbonates, phosphates et silicates au moyen des radicaux non métalliques qu'ils sont supposés contenir, d'accord avec les principes généraux de la chimie expérimentale; et qu'en raison de la similarité et de l'équivalence de leurs éléments la classe des phosphates, par exemple, est accouplée avec les arséniates et les vanadates, et la classe des silicates avec celle des titanates et des zirconates.

Les difficultés qu'on rencontre encore en établissant des subdivisions satisfaisantes dans ces groupes étendus, sur un principe chimique seul, peuvent être mises en évidence par quelques-unes des méthodes qu'on emploie à présent pour classifier la plus importante, mais la plus difficile des classes, celle des silicates.

1° *Par le rapport de l'oxygène.* — Cette classification repose simplement sur le rapport atomique de l'oxygène de la silice à celui des bases.

Quel que soit le type d'acide auquel un silicate puisse être rapporté, la nature d'un sel, comme on l'a expliqué plus haut, montre clairement qu'un silicate quelconque peut être exprimé comme la combinaison de certains oxydes métalliques ou de certaines bases combinées avec une certaine quantité de silice. Ainsi un orthosilicate R''_2SiO peut s'exprimer comme $2R''O.SiO_2$, dans lequel la base contient deux atomes d'oxygène et la silice aussi deux atomes d'oxygène; le rapport de l'oxygène est donc 1 : 1 et de pareils composés peuvent être appelés des unisilicates.

Un métasilicate $R''SiO_3$, ou $R''O.SiO_2$, a pour rapport d'oxygène 1 : 2; et peut être appelé un bisilicate.

Les minéraux dans lesquels le rapport de l'oxygène est plus grand que 3 sont habituellement classés ensemble comme polysilicates; et ceux dans lesquels le rapport de l'oxygène est plus petit que 1 sont appelés des sous-silicates.

Un arrangement de ce groupe difficile de minéraux dans l'ordre des rapports d'oxygène a l'avantage d'éviter dans une grande mesure toutes vues théoriques relatives à la structure du silicate ou toute idée préconçue regardant l'acide dont il est un sel. Il exprime purement et simplement le résultat de l'analyse et sous une forme extrêmement commode, car le résultat analytique est toujours donné en pourcentage des divers oxydes.

Mais on peut voir par les trois minéraux suivants: grenat calcique, albite et anorthite, dont les formules empiriques sont parfaitement bien établies, que le rapport de l'oxygène est impuissant à déterminer les relations vraies :

GRENAT CALCIQUE		ALBITE		ANORTHITE	
CaO.	37,3	NaO	11,8	CaO.	20,1
Al_2O_3	22,7	Al_2O_3	19,5	Al_2O_3	36,7
SiO_2.	40,0	SiO_2.	68,7	SiO_2	43,2

D'après ces pourcentages les formules empiriques sont :

Grenat calcique.	$2CaO.Al_2O_3.3SiO_2$	ou	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
Albite	$Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$	ou	$NaAlSi_3O_8$.
Anorthite.	$CaO.Al_2O_32SiO_2$	ou	$CaAL_2Si_2O_8$.

Donc d'après leurs rapports d'oxygène :

Le grenat calcique	est un	unisilicate;	rapport	1 : 1
L'albite	—	trisilicate;	—	3 : 1
L'anorthite	—	unisilicate ;	—	1 : 1

Cependant en réalité rien n'est plus certain que l'albite et l'anorthite sont étroitement reliées par toutes leurs propriétés, tandis que le grenat est un minéral tout à fait distinct d'eux. On a donc eu l'idée qu'une base alcaline, telle que la soude, comporte la présence d'un excès de silice par comparaison avec une base non alcaline, telle que la chaux.

De plus il est très difficile d'être bien sûr que certaines bases faibles telles que l'aluminium et le fer-ferrique ne puissent pas également bien appartenir à la partie acide qu'à la partie basique du silicate, de sorte qu'il n'y a pas de fondement certain pour les rapporter à l'un ou l'autre côté du rapport de l'oxygène.

2° *Comme sels de divers acides siliciques.* — Beaucoup des silicates naturels peuvent être des sels normaux des acides siliciques possibles qui suivent :

H_4SiO_4	orthosilicates;	exemple,	olivine Mg_2SiO_4.
H_2SiO_3	métasilicates ;	—	enstatite $MgSiO_3$.
$H_6Si_2O_7$	orthodisilicates ;	—	barysilite $Pb_3Si_2O_7$.
$H_2Si_2O_5$	métadisilicates ;	—	titanite $CaSiTiO_5$.

La plupart des silicates qui se rencontrent dans la nature peuvent être rapportés à l'un ou l'autre de ces acides, comme sels normaux, acides ou basiques, soit hydratés soit anhydres, ou comme composés moléculaires.

Si l'on rapporte à ces trois acides les minerais cités ci-dessus.

Le grenat classique serait regardé comme un orthosilicate normal. $Ca_3A_2l(SiO_4)_3$.

L'albite comme un sel normal (métasilicate ou métadisilicate?), $NaAlSi_3O_8$, dans lequel H_4 de l'acide $H_4Si_3O_8 = (H_2SiO_3 + H_2Si_2O_5)$ est remplacé par le groupe métallique tétravalent NaAl.

L'anorthite serait un orthosilicate normal, $CaAl_2(SiO_4)_2$.

Mais ici encore la relation étroite qui existe indubitablement entre l'albite et l'anorthite ne trouve pas son expression. Si l'on doit les

regarder comme des sels semblables, le radical SiNa de l'albite doit être remplacé par le radical AlCa de l'anorthite, de sorte que, comme on la suggéré plus haut, Al joue le rôle d'un acide.

3. *Comme dérivés de substitution des silicates normaux d'aluminium.* La plupart des silicates naturels sont des composés contenant de l'aluminium et F. W. Clarke a essayé d'exprimer tous les minéraux de ce groupe comme dérivés de substitution de composés tel que l'orthosilicate normal d'aluminium $Al_4(SiO_4)_3$, dans lequel un ou plusieurs des atomes d'aluminium peuvent être remplacés par des radicaux trivalents, ou par des groupes de radicaux divalents ou monovalents.

D'après cette manière de voir.

Le grenat calcique est $Al_2Ca_3(SiO_4)_3$.

L'anorthite est $Al_6Ca_3(SiO_4)_6$.

Tous deux sont des orthosilicates et le dernier est dérivé de $2Al_4(SiO_4)_3$ en remplaçant Al_2 par Ca_3,

L'albite est $Al_3Na_3(Si_3O_8)_2$,

et doit être regardé comme dérivé d'un autre sel normal dont la formule est $Al_4(Si_3O_8)_3$; de sorte que même ici il faut introduire un second acide dans cette conception.

Car il est clair que, si l'albite et l'anorthite doivent être en relation chimique intime, les acides H_4SiO_4 et $H_4Si_3O_8$ doivent être regardés comme analogues et le radical acide SiO_4 comme remplaçable et équivalent au radical acide Si_3O_8.

4. *Comme dérivés de substitution de multiples de la silice.* — Goldschmidt a remarqué que tous les silicates peuvent être convenablement rapportés au type $m SiO_2 + n R$, où un ou plusieurs atomes de silice peuvent être remplacés par d'autres radicaux tétravalents, et où R est une molécule telle que NaCl ou H_2O, qui n'est pas généralement un silicate. Ainsi par comparaison avec le quartz, SiO_2, qui peut être regardé ou comme 8 SiO_2, c'est-à-dire Si_8O_{16} ; ou comme Si_6O_{12}.

L'albite est $Si_6(NaAl)_2O_{16}$;

L'anorthite est $Si_4(CaAl_2)_2\ O_{16}$;

Le grenat calcique est $Si_3\ Ca_2(CaAl_2)\ O_{12}$.

Dans tous ces exemples, sans aller jusqu'à assigner des formules graphiques, on essaie de montrer comment les atomes peuvent être groupés suivant des radicaux mutuellement remplaçables, d'une manière qui soit d'accord avec la nature du groupe entier des silicates.

Néanmoins on verra clairement par tous ces exemples que toutes les tentatives de ce genre sont d'une nature extrêmement spéculative ; il est impossible de dire, sans des déterminations exactes, tout au moins de la chaleur spécifique, du volume moléculaire et d'autres propriétés physiques, si l'albite est $NaAlSi_3O_8$ ou $Na_2Al_2Si_6O_{16}$; il est encore moins possible de déterminer l'acide dont elle est un sel sans le comparer à des sels autres et plus traitables (organiques si possible) du même acide ; et la constitution moléculaire du minéral peut à peine être reconnue sans quelque connaissance de sa manière d'être en présence des divers réactifs chimiques ou des divers procédés par lesquels on peut le préparer artificiellement.

Il est clair aussi que des minéraux tels que l'albite et l'anorthite sont classés ensemble, non seulement en raison de leur similitude chimique, mais aussi parce que, en raison de leurs autres propriétés, ils sont reconnus tout d'abord comme étant reliés ensemble de très près ; alors, en manipulant la formule empirique, on s'efforce d'exprimer cette relation au moyen du remplacement de radicaux équivalents.

Jusqu'à ce point les méthodes naturelles historiques de Werner et de Mohs, mentionnées au commencement de ce chapitre, étaient complètement justifiées ; ces minéralogistes n'ont jamais eu d'hésitation à classer ensemble l'albite de l'anorthite dans un même groupe minéral, celui du feldspath, parce que par tous leurs caractères extérieurs, ils sont bien clairement en relation intime l'un avec l'autre ; il a donc été heureux dans l'ordre des événements qu'une classification historique naturelle ait précédé un système plus chimique, et que les minéralogistes aient été plus ou moins d'accord sur les minéraux appartenant au même groupe avant d'essayer d'expliquer pourquoi ils étaient classés ensemble.

La classification moderne, bien que chimique en apparence, n'est nullement purement chimique, et nous sommes immédiatement conduits au sujet du livre suivant : les relations qui existent entre les propriétés chimiques et physiques.

Il faut se rappeler de plus que, jusqu'à présent, notre attention a été entièrement bornée à ces minéraux dont les analyses conduisent à des proportions atomiques simples et rationnelles des éléments qu'ils renferment. Mais en réalité, la plupart des analyses des minéraux conduisent à des proportions qui ne sont pas le rapport de nombres simples d'atomes d'un élément à ceux d'un autre, comme c'est le cas dans les analyses rapportées ci-dessus.

Ceci, et les difficultés précédentes, ne peut être surmonté que par les

grands principes de l'isomorphisme et des mélanges de solides cristallisés que nous allons examiner dans le Livre III.

Si le présent chapitre paraît avoir montré combien l'on sait peu de chose sur la composition des minéraux simples eux-mêmes en dehors de leurs formules empiriques, le chapitre suivant fera voir combien on a découvert de choses qui, dans tous les cas, expriment la composition des minéraux compliqués en fonction des plus simples.

LIVRE III

RELATIONS ENTRE LES PROPRIÉTÉS DES MINÉRAUX

RELATIONS ENTRE LES PROPRIÉTÉS DES MINÉRAUX

1. **Isomorphisme, polymorphisme et remplacement.** — C'est Mitscherlich qui, dans ses recherches sur les phosphates et arséniates de potassium et d'ammonium, a montré le premier, en 1819, qu'il existe une relation entre la forme d'un cristal et sa composition. Il a démontré, par exemple, que le phosphate acide d'ammonium possède ce qui est en apparence la même forme cristalline que l'arséniate acide d'ammonium; et il est clair aussi que ces deux substances sont semblables dans leur composition chimique.

Deux substances qui ont une composition semblable et la même forme cristalline ou à peu près sont appelées isomorphes.

Parmi les minéraux du groupe des carbonates rhomboédraux, les suivants

Calcite.	$CaCO_3$
Magnésite	$MgCO_3$
Sidérose	$FeCO_3$
Calamine.	$ZnCO_3$
Rhodochrosite	$MnCO_3$

sont regardés comme un exemple typique de composés isomorphes.

De plus Mitscherlich a montré subséquemment (1821) qu'un élément ou un composé peut se rencontrer suivant deux (ou plusieurs) formes distinctes. Le soufre, par exemple, existe à la fois sous la forme de cristaux orthorhombiques et sous plusieurs sortes de cristaux monoliniques.

Une substance qui peut cristalliser suivant deux ou plusieurs formes distinctes a été appelée *dimorphe* ou *polymorphe*.

Parmi les minéraux les suivants

Calcite	$CaCO_3$ — Hexagonale
Aragonite.	$CaCO_3$ — Orthorhombique

sont un exemple typique d'un composé dimorphe ;

Anatase.	TiO_2 — Tétragonal
Rutile.	TiO_2 — Tétragonal avec des axes différents de ceux de l'anatase.
Brookite.	TiO_2 — Orthorhombique.

sont un exemple de composé trimorphe.

Quelque temps auparavant Fuchs avait fait une remarque très importante ; il avait signalé que, dans le minéral ghlénite, bien qu'il soit essentiellement un silicate de calcium et d'aluminium, une certaine proportion d'oxyde de fer est présente, et quelle peut être regardée comme remplaçant une certaine proportion de chaux ; si donc la composition du minéral doit être exprimée par des nombres simples, c'est la somme des deux constituants, et non leurs proportions individuelles, dont il faut tenir compte. Je crois, dit-il, « que dans l'avenir on pourra trouver des variétés qui contiendront moins ou même pas du tout d'oxyde de fer, mais une plus grande quantité de chaux ».

Les constituants qui peuvent ainsi se remplacer l'un l'autre dans un composé sont appelés constituants *de remplacement.*

Parmi les minéraux le groupe du grenat offre un exemple typique de constituants de remplacement. Dans les grenats suivants

Grossulaire.	$3CaO.\ Al_2O_3.\ 3SiO_2$,
Pyrope.	$3MgO.\ Al_2O_3.\ 3SiO_2$,
Almandin.	$3FeO.\ Al_2O_3.\ 3SiO_2$,
Mélanite	$3CaO.\ Fe_2O_3.\ 3SiO^2$,
Ouwarowite.	$3CoO.\ Cr_4O_3.\ 3SiO_2$.

les oxydes CaO, MgO, FeO sont un système de constituants de remplacement et les sexquioxydes Al_2O_3 Fe_2O_3, Cr_2O_3, en sont un autre ; tandis que les autres grenats peuvent contenir une certaine quantité de chacun d'eux.

Sur ces trois faits :

1° Des composés similaires ont à peu près la même forme (isomorphisme) ;

2° Un composé peut exister sous plusieurs formes (polymorphisme) ;

3° Des radicaux similaires peuvent se remplacer partiellement les uns les autres sans altérer la forme (mélanges isomorphes).

repose toute la structure de la classification minéralogique moderne, et c'est seulement avec leur aide qu'on a pu introduire de l'ordre dans la minéralogie systématique ; les minéraux étaient précédemment classifiés soit par leur forme, soit par leur composition, et les deux classifications ne conduisaient pas au même résultat.

La remarque suivante de Fuchs, relative aux aluns, est une indication précoce du sentiment que des substances en relations très étroites à d'autres égards possèdent aussi une relation chimique étroite.

« Le sulfate d'aluminium forme avec l'ammonium un alun tout aussi bien qu'avec la potasse ou avec ces deux alcalis. Est-il à propos de traiter comme sels séparés ces trois composés, qui ne diffèrent pas du tout par leurs propriétés physiques ? Ici la potasse peut être remplacée complètement ou partiellement par l'ammonium et vice versâ. »

D'accord avec ce principe, des minéraux de composition en apparence différente, tels que l'almandin et l'ouwarowite, ou l'alun de potasse et l'alun d'ammonium, pourraient maintenant être classés ensemble s'ils possédaient à peu près la même forme cristalline, et contenaient des éléments de remplacement, bien qu'ils puissent n'avoir pas un seul constituant commun. Ces vues nouvelles ont reçu un appui et immédiat et rapide des analyses chimiques qui montrèrent que beaucoup de minéraux de même forme sont aussi semblables en composition.

La doctrine qu'une substance ayant une composition définie pouvait cristalliser sous plus d'une forme, ou que deux substances de composition différentes pouvaient cristalliser suivant la même forme, paraissait détruire tout ce qu'il y avait d'exact dans la science de la minéralogie, qu'Haüy avait élevée avec tant de succès sur une base cristallographique, et l'on fit beaucoup de tentatives pour renverser les idées nouvelles.

Haüy avait posé le principe que toute substance de composition chimique définie doit posséder une forme cristalline définie et caractéristique. Si ce principe paraissait violé, il ne pouvait l'être que par une contradiction trompeuse d'après laquelle le minéral paraissait posséder une forme qui n'était réellement pas la sienne. Ainsi on trouvait dans les environs de Paris des cristaux grossiers (connus sous le nom de grès de Fontainebleau) ayant la forme de la calcite, qui, à l'analyse, se trouvaient composés de grains de sable jusqu'à la proportion de 90 p. 100. Ici la forme cristalline était due, non pas au sable, mais aux 10 p. 100 de la calcite qu'il contient. La calcite, arguait-on, possède un pouvoir cristallisant tellement puissant qu'elle peut imprimer sa propre forme caractéristique sur le sable.

On prétendait de même que la célestine $SrSO_4$ a la même forme que la barytine, $BaSO_4$, non pas en raison de sa propre composition, mais par suite de la petite proportion de sulfate de baryum qu'elle renferme ; ce dernier étant supposé avoir un pouvoir cristallisant bien plus fort

que celui du strontium. Cette explication a été ensuite abandonnée, car même des échantillons absolument purs des deux minéraux possèdent ce qui paraît être la même forme; et le principe du remplacement mutuel des constituants de remplacement devint fermement établi.

Des mesures plus exactes montrèrent bientôt qu'en réalité deux substances isomorphes n'ont pas précisément la même forme, ainsi qu'on l'avait supposé tout d'abord ; au contraire (excepté dans le système cubique) les angles de deux substances isomorphes ne sont jamais précisément identiques.

2. **Groupes minéraux.** — En ayant présent à l'esprit les principes ci-dessus, nous pouvons voir maintenant comment ils nous permettent de réunir ensemble par leurs relations *chimiques* des minéraux, qui par suite de leur similitude d'apparence et de propriétés physiques, constituent un groupe naturel, et qui auraient été réunis ensemble dans tous les cas dans le système de l'histoire naturelle, sans avoir égard à leur composition.

Les carbonates anhydres des éléments alliés : calcium, magnésium, fer, zinc et manganèse cristallisent tous dans le système rhomboédral et leurs cristaux ont *à peu près* les mêmes angles ; ainsi :

Calcite.	$CaCO_3$	Angle du rhomboèdre	74° 55′
Magnésite	$MgCO_3$	—	72° 36′
Sidérose	$FeCO_3$	—	73° 0′
Calamine.	$ZnCO_3$	—	72° 20′
Rhodochrosite . .	$MnCO_3$	—	72° 58′

De plus ils ont tous un clivage parfait parallèle aux faces de ce rhomboèdre.

Dans un « groupe minéral » comme celui-ci, qui se compose de composés semblables cristallisant en rhomboèdres à peu près identiques, il est évident que, quelle que puisse être la relation entre la forme cristalline et la composition chimique, elle doit être la même pour tous les membres du groupe.

Dans la série précédente, qui est connue comme celle des *carbonates rhomboédraux,* la similitude de composition consiste en ce que tous les minéraux ont le même radical acide et ne diffèrent que par le métal auquel il est combiné ; et de plus que ces métaux possèdent la même valence. Il est possible aussi que les cinq métaux aient eux-mêmes des formes cristallines semblables, car c'est certainement là le cas dans plusieurs autres « groupes isomorphes » bien établis.

Le groupe suivant, par exemple, est un groupe dans lequel les éléments métalliques eux-mêmes ont des formes semblables ou sont isomorphes :

Stibine . . .	Sb_2S_3	Orthorhombique	$a:b:c$ = 0,993 : 1 : 1,018
Bismuthite. .	Bi_2S_3	—	— = 0,968 : 1 : 0,985
Orpiment . .	$As_2 S_3$	—	— = 0,924 : 1 : 1,052

car les métaux, antimoine, bismuth et arsenic, cristallisent tous dans le système rhomboédral et ont tous à peu près le même angle :

Antimoine	Angle du rhomboèdre	87° 7′
Bismuth	—	87° 40′
Arsenic.	—	85° 4′

Donc dans ce groupe de sulfures, la similarité de composition consiste en ce que les minéraux contiennent le même élément, soufre, combiné avec le même nombre d'atomes de métaux équivalents qui sont eux-mêmes isomorphes entre eux.

Or, dans le langage de Fuchs, la relation peut être exprimée d'une autre manière. Dans un groupe minéral, un élément (ou radical) est capable de remplacer, partiellement ou entièrement, un autre élément (ou radical) sans introduire de changement considérable dans la forme cristalline. Les éléments ou radicaux, qui sont capables de ce remplacement mutuel, sont souvent appelés isomorphes, même quand on ne sait rien sur leur forme cristalline.

Il résulte également des exemples suivants que ce remplacement peut se produire parmi les bases ou les radicaux acides :

Barytine, $BaSO_4$.	Orthorhombique	$a:b:c$	= 0,8152 : 1 : 1,3136
Célestine, $SrSO_4$.	—		= 0,7789 : 1 : 1,2800
Anglésite, $PbSO_4$	—		= 0,7852 : 1 : 1,2894
Schéelite, $CaWO_4$.	Tétragonal	$a:c$	= 1 : 1,537
Stolzite, $PbWO_4$	—		= 1 : 1,567
Wulfénite, PbMoO.	—		= 1 : 1,574
Erythrine, $Co_3(AsO_4)_2+8H_2O$.	Monoclinique	$a:b:c$	= 0,7937 : 1 : 0,7356
			β = 74° 51′
Vivianite, $Fe_3(PO_4) + 8H_2O$	—		= 0,7489 : 1 : 0,7017
			β = 75° 34′

Une comparaison de la wulfénite et de la schéélite, ou de la vivianite et de l'érythrine montre que le remplacement peut s'effectuer simultanément dans le radical basique et acide.

Dans un goupe minéral, il y a toujours quelque différence dans la forme, c'est-à-dire dans les angles des divers membres de la série,

excepté quand ils appartiennent au système cubique ; dans ce dernier cas, ils doivent être absolument identiques de forme, puisque les formes correspondantes de tous les cristaux cubiques ont le même angle, quelle que soit leur composition ; comme exemples d'isomorphisme minéral dans le système cubique, nous avons le sel, NaCl ; la sylvine, KCl ; le sel ammoniaque, NH_4Cl ; la cérargyrite, AgCl ; la bromargyrite, AgBr.

Cette série nous apprend aussi que le remplacement isomorphe peut se faire non seulement atome par atome d'éléments équivalents, comme entre le sel et la sylvine, mais aussi qu'un radical polyatomique peut remplacer un autre radical ou élément de même valence ; dans le sel ammoniaque comparé au sel, le *radical* univalent ammonium a remplacé l'*élément* univalent sodium.

De la même manière on suppose généralement que deux atomes ou radicaux univalents peuvent remplacer un atome ou radical divalent ; trois atomes divalents peuvent remplacer deux atomes trivalents et ainsi de suite. Ainsi on dit que le chrysobéryl, $BeAl_2O_4$, est isomorphe avec le diaspore, $H_2Al_2O_4$ et la phénacite, Be_2SiO_4, avec le dioptase H_2CuSiO_4. Dans le premier cas, deux atomes univalents d'hydrogène remplacent un atome divalent de bérylium ; dans le second le groupe tétravalent Be_2 est remplacé par le groupe tétravalent H_2Cu. En réalité l'évidence d'un pareil remplacement direct d'un atome par deux ou plusieurs atomes dans des composés isomorphes est loin d'être satisfaisante. Il est douteux que des nombres inégaux d'atomes puisse ainsi se remplacer les uns les autres, excepté quand ils sont unis sous forme de radicaux de même valence.

Les groupes principaux d'éléments de remplacement ou radicaux parmi les minéraux sont :

H, K, Rb, Cs, Na, Li, NH_4, dans les haloïdes, nitrates, phosphates et silicates.

F, Cl, Br, I, OH, dans les haloïdes, phosphates et silicates.

Au, Ag, Hg, Cu', Tl, dans les sulfures et les sulfosels.

Be, Zn, Mg, Fe, Mn, Cu'', Ca, dans les phosphates et les silicates.

Mg, Zn, Fe, Mn, Ni, Co, dans les sulfates.

Ca, Ba, Sr, Mg, Pb, Zn, Fe, Mn, dans les carbonates et les sulfates.

Fe, Ni, Co, Mn, Zn, Cd, dans les sulfures et les sulfosels.

Al, Fe''', Cr, Mn''', dans les oxydes, aluminates, phosphates et silicates.

Si, Ti, Zr, Sn, Pb, dans les oxydes et les silicates.

S, Se, Te, dans les sulfures et les sulfosels.

As, Sb, Bi, dans les oxydes, sulfures et sulfosels.
P, V, As, dans les phosphates, etc.
Mo, W, dans les oxydes et molybdates, etc.
Y, Er, Ce, La, Di, dans les haloïdes, phosphates, silicates, etc.

3. **Relations physiques des minéraux appartenant au même groupe.** — Les minéraux isomorphes diffèrent en réalité quant à leurs propriétés physiques aussi bien que dans leur forme et leur composition. Même quand un groupe isomorphe appartient au système cubique, de manière que ses membres ne puissent pas se distinguer par leurs angles, ils possèdent des caractères différents suivant leur composition. Ainsi l'alun de potassium $KAl(SO_4)_2 . 12H_2O$, et l'alun de chrome, $KCr(SO_4)_2 . 12H_2O$, diffèrent dans leurs caractères généraux tels que le poids spécifique.

	POIDS SPÉCIFIQUE
Alun de potasse	1,735
Alun de chrome	1,817

On peut aussi les distinguer par leurs caractères cristallographiques, tant ceux qui dans le système cubique diffèrent pour des directions différentes, par exemple l'élasticité, que par ceux qui, comme l'indice de réfraction ou la conductibilité thermale, sont les mêmes pour toutes les directions.

En ce qui regarde l'élasticité, si P représente le poids en kilogrammes théoriquement suffisant pour allonger une verge, dont la section est d'un millimètre, taillée dans un cristal parallèlement à un axe cubique, du double de sa longueur, et si Q représente le poids exigé pour une section semblable taillée parallèlement à la diagonale du cube, nous avons :

	P	Q	INDICE DE RÉFRACTION
Alun de potasse	1806	2058	1,4557
Alun de chrome	1608	1832	1,481

Si donc on tient compte de *toutes* leurs propriétés, il n'y a pas de risque de confondre des substances différentes qui ont les mêmes angles, même dans le système cubique.

Lorsque les substances isomorphes appartiennent à quelque autre système, elles diffèrent tout naturellement d'une manière encore plus apparente dans leurs caractères physiques, puisque leur double réfraction n'est pas la même.

De même avec les substances polymorphes, non seulement elles

diffèrent dans leurs angles, et dans les caractères cristallographiques qu'on pourrait tout naturellement s'attendre à voir dépendre de la forme cristalline, mais aussi dans leurs caractères physiques généraux. Les pyrites de fer et la marcassite ont la même formule empirique, FeS_2, mais ces deux minéraux diffèrent par leur chaleur spécifique et leur poids spécifique.

	POIDS SPÉCIFIQUE	CHALEUR SPÉCIFIQUE
	—	—
Pyrite de fer	5,03	0,1306
Marcassite	4,88	0,1332

Généralement parlant les clivages sont parallèles aux mêmes formes dans tous les membres d'un groupe isomorphe; mais ils peuvent différer par leur facilité; ainsi l'anglésite, $PbSO_4$, possède les mêmes clivages — prisme }110{ et pinacoïde basal }001{ — que la barytine, $BaSO_4$, et la célestine, $SrSO_4$, mais ils ne sont pas à beaucoup près aussi parfaits dans l'anglésite.

Les indices principaux de rétraction peuvent différer non seulement dans leurs grandeurs absolues, mais aussi dans leurs rapports et, quand cela est possible (dans les systèmes monocliniques et tricliniques), les axes de l'indicatrice peuvent occuper des positions différentes. Ainsi parmi les sels tétragonaux, CaS_2O_6, $4H_2O$, SrS_3O_6. $4H_2O$, et PbS_2O_6. $4H_2O$, les deux premiers sont négatifs et le troisième est positif.

De même dans tous les membres du groupe orthorhombique de l'aragonite, la bissectrice aiguë est perpendiculaire au plan basal (001) et la biréfringence est négative, mais le plan des axes est parallèle au macro-pénacoïde (110), dans l'aragonite, $CaCO_3$, et dans la strontianite, $SrCO_3$; mais au brachy-pinacoïde (010) dans la whitérite, $BaCO_3$, et dans la cérusite, $PbCO_3$.

Dans le groupe monoclinique du pyroxène, le plan des axes optiques est toujours le clino-pinacoïde (010), mais l'angle d'extinction, c'est-à-dire l'inclinaison de la bissectrice aiguë sur l'axe vertical est le suivant.

Acmite	NaFe $(SiO_3)_2$	5 1/2°
Spodumène	LiAl $(SiO_3)_2$	26°
Diopside.	CaMg $(SiO_3)_2$	36°
Hedenbergite	CaFe $(SiO_3)_2$	48°

D'autre part il y a de nombreux exemples où les caractères optiques des membres d'un groupe isomorphe, bien que différents, sont en relation étroite. Dans le groupe de la barytine, par exemple, tous les

trois minéraux sont positifs, ont leur bissectrice aiguë perpendiculaire à (100) et ont le plan de leurs axes optiques parallèle à (001).

Il peut arriver que deux composés isomorphes, ou les deux formes d'un composé dimorphe, apparaissent identiques eu égard à une propriété physique, autant du moins que les méthodes expérimentales actuelles permettent de le déterminer, mais ils ne peuvent pas être identiques dans toutes leurs propriétés physiques.

Ainsi la calcite ($CaCO_3$ — Rhomboédral) et l'aragonite ($CaCO_3$ — orthorhombique) ont à peu près la même chaleur spécifique 0,2036; mais elles diffèrent par leur poids spécifique : calcite = 2,713, aragonite = 2,93.

Les deux modifications du soufre ont à peu près le même poids spécifique, mais elles diffèrent en chaleur spécifique, celle de la variété monoclinique étant la plus élevée.

Les premiers exemples sont suffisants pour indiquer qu'avec tout changement de composition les propriétés physiques sont aussi changées, et une considération de tous les cas de ce genre rend extrêmement probable que les propriétés physiques d'un composé quelconque pourraient être déduites de celles de ses constituants, si nous savions comment ces constituants sont unis et arrangés ; mais le dernier cas rappelle à l'esprit l'insuffisance de nos connaissances actuelles concernant les substances cristallisées même les plus simples, car il n'a pas encore été possible d'expliquer en quoi consiste la différence entre le soufre orthorhombique et monoclinique.

Dans les composés organiques, une étude de beaucoup de séries de dérivés nous permet de faire la distinction entre deux sortes de composés polymères, ceux dans lesquels la différence consiste probablement dans les arrangements variés des atomes dans la molécule (isomérisme chimique) et ceux dans lesquels elle consiste dans une multiplication des atomes dans la molécule (polymérisme chimique).

En minéralogie de pareilles distinctions n'ont aucune signification dans l'état présent de nos connaissances, et il est impossible, connaissant le nombre et la nature des éléments dans un minéral cristallisé, de prédire soit sa forme cristalline, soit ses propriétés physiques.

Mais le problème est très différent si nous bornons notre attention à un ensemble de minéraux dans lesquels il y a des raisons de croire que les atomes constituants sont en relation les uns avec les autres précisément de la même manière dans les divers membres de la série.

Ceci est certainement le cas dans une série de composés isomorphes, dans lesquels l'influence des différents constituants de remplacement

peut être comparée. Ici, sans connaître la relation exacte entre les propriétés du composé et celles de ses constituants, nous pouvons affirmer avec confiance que la relation est la même pour tous les membres de la série, et nous pouvons même prédire les propriétés de quelque composé encore inconnu qui lui appartient.

Par exemple, le potassium, le rubidium et le cæsium sont trois éléments monovalents, occupant des positions consécutives dans les séries paires de la table de Mondelejeff (p. 236), c'est-à-dire trois éléments donnant naissance à des composés eutropiques ; et ils agissent comme constituants de remplacement dans un grand nombre de sels isomorphes ; pour ce qui regarde son poids atomique, le rubidium se trouve entre le potassium et le cæsium. Tutton a comparé les sulfates simples de ces métaux, KSO_4, $RbSO_4$, et $CsSO_4$, et il a montré qu'en ce qui regarde à la fois la forme cristalline, le poids spécifique, la dilatation thermale et les indices de réfraction correspondants, les sels de rubidium se trouvent entre ceux du potassium et du cæsium.

Ceci est encore vrai par comparaison avec le potassium et le cæsium dans vingt-deux sulfates doubles étudiés par le même auteur; ces derniers appartiennent à la série dont la formule est $R'_2SO_4 . R''SO_4 . 6H_2O$; où R′ peut être K,Rb ou Cs et R″ peut être Mg, Zn, Fe, Ni, Co, Cu. Pour chaque triade de sels dans lesquels R″ est le même métal divalent, les propriétés des sels de rubidium sont intermédiaires entre celles des sels de potassium et de cæsium.

Il ne peut pas y avoir grand doute que, dans une série isomorphe de composés eutropiques comme celle-ci, les propriétés des sels sont des fonctions semblables des poids atomiques des éléments. Il est certain aussi que les propriétés des éléments eux mêmes sont des fonctions périodiques de leurs poids atomiques, et que par suite, dans une série isomorphe, les propriétés de chaque membre peuvent être déduites d'une seule et même manière des propriétés de ses constituants. Ainsi le composé R-Mn et le composé K-Cd appartenant à la série ci-dessus de sulfates doubles n'ont pas encore été préparés, mais leur forme cristalline, leur poids spécifique et leur indices de réfraction peuvent être prédits en admettant que K,Mn et Cd joueront dans eux le même rôle que dans les composés connus.

Ca, Sr, Ca sont un autre système d'éléments donnant naissance à des composés eutropiques qui se comportent de la même manière, de sorte que dans une série isomorphe quelconque des sels de ces trois éléments, les propriétés du sel de strontium sont intermédiaires entre les propriétés correspondantes des sels de calcium et de baryum.

Parmi les minéraux, on connaît peu de séries qui soient eutropiques. Les membres d'un groupe minéral sont souvent des composés correspondants d'éléments qui ont une relation quelque peu intime, mais pas autant que K,Rb et Cs.

Néanmoins un grand nombre de minéraux tombent naturellement dans des groupes comme celui de la calcite, dans lesquels une similitude de forme cristalline est évidemment accompagnée d'une similitude de composition, et aussi par des propriétés physiques semblables, en ce sens que quand un constituant est remplacé par un autre, il s'introduit des changements correspondants dans les propriétés physiques.

Toutefois dans ceux-ci il n'est nullement certain à présent que tous les membres correspondants suivent en général le même ordre que les poids atomiques des constituantes de remplacement. Dans le groupe de l'aragonite, nous avons :

	a : *b* : *c*	POIDS SPÉCIFIQUE	INDICE DE RÉFRACT.	CHALEUR SPÉCIFIQUE
Aragonite, $CaCO_3$ (Ca = 40)	0,6228 : 1 : 0,7207	2,95	$\gamma = 1,6859$	0,2036
Strontianite, S_2CO_3 (S_2 = 87)	0,6089 : 1 : 0,7237	3,70	$\gamma = 1,6670$	0,1445
Withérite, $BaCO_3$ (Ba = 137)	0,5949 : 1 : 0,7413	4,30	$\beta = 1,6760$	0,1096
Cérusite, $PbCO_3$ (Pb = 207)	0,6220 : 1 : 0,7168	4,60	$\beta = 2,0763$	0,1086

Les indices de réfraction, qui sont comparés dans le tableau précédent, sont ceux qui appartiennent à l'axe *b* ; dans l'aragonite et la strontianite, cet axe est la bissectrice obtuse (γ), dans les deux autres minéraux elle est perpendiculaire au plan des axes optiques (β). Ni dans le groupe de l'aragonite, ni dans le groupe de la barytine cité ci-dessus, les rapports des axes ne suivent l'ordre des poids atomiques des constituants de remplacement, excepté quand il s'agit des éléments eutropiques Ca, Sr, Ba. L'élément Pb introduit un changement soudain dans la série ; ses composés sont isomorphes, pas eutropiques avec ceux de Ca, Sr, Ba.

Ainsi un groupe minéral peut présenter une similitude de forme, de composition et d'autres propriétés sans posséder une séquence régulière de propriétés dans l'ordre des poids atomiques des éléments remplaçants ; ou, en d'autres termes, un groupe minéral peut être isomorphe sans être une série eutropique.

Quelquefois le changement produit par le remplacement d'un radical par un autre est tellement grand que les deux composés peuvent à peine être appelés isomorphes dans le sens strict. Ils peuvent différer considérablement non seulement dans les angles, mais aussi dans la symétrie ; ils peuvent appartenir à des classes différentes dans

le même système, ou même appartenir à des systèmes différents, tout en gardant une similitude d'angles évidente.

Ainsi le calcite $CaCO_3$, possède un axe de symétrie *dihexagonale* alternante ; la dolomie, $CaCO_3$. $MgCO_3$, cristallise presque suivant le même rhomboèdre et a le même clivage ; mais bien que ses angles soient si voisins de ceux de la calcite, sa symétrie est différente et elle possède un axe de symétrie *hexagonale* alternante. Il est vrai que la dolomie peut différer de la calcite en ce qu'elle est un seul double. Mais les relations étroites entre les deux minéraux, à la fois en propriétés chimiques et physiques, nous oblige à rapporter la dolomie au groupe de la calcite sans hésitation.

De même l'albite, $NaAlSi^3O_8$, et l'orthose, $KAlSi_3O_8$, doivent être rapportés ensemble au groupe des feldspaths en raison de leurs relations intimes, en dépit de ce fait que l'albite est triclinique et l'orthose, suivant toute apparence, monoclinique.

Quelques auteurs réservent le terme « isotrope » exclusivement pour les composés dans lesquels les relations sont absolument uniformes, comme dans les sulfates de potassium, de rubidium et de cæsium.

Par suite le terme de « groupe minéral » est employé dans ce livre pour ce qu'on a quelquefois appelé « les groupes isomorphes », et il doit être entendu qu'il signifie un groupe de minéraux qui possèdent une similitude étroite de composition et de forme cristalline, qu'ils soient eutropiques ou non, et que leur symétrie soit la même ou non.

Le changement particulier dans la forme cristalline produit par le remplacement d'un radical par un autre, que les composés résultants soient isotropes ou non, est quelquefois appelé (d'après Groth) l'action « morphotropique » de l'élément ou du radical ; par exemple, la contraction produite sur l'axe en substituant Sr à Ca dans le groupe de l'aragonite ; il dépend non seulement de la nature de l'élément constituant, mais aussi des constituants qui sont communs aux deux composés.

Dans une série de composés organiques, où l'on peut effectuer un certain nombre de remplacements, et où l'on sait exactemeut quels sont les radicaux remplaçants et comment ils se relient aux constituants restants, l'action morphotropique peut quelquefois être suivie clairement. Ainsi dans les dérivés du benzène, Groth a signalé que le remplacement de H par OH altère en particulier un rapport axial sans changer la symétrie, tandis que le remplacement de H par Cl ou Br change le système du cristal.

Un exemple très frappant de morphotropie nous est fourni par les trois minéraux du groupe monoclinique de la chondrite, où, comme

l'ont établi Penfield et Howe, l'addition de la molécule $MgSiO_4$ ajoute une certaine longueur à l'axe vertical sans affecter les autres axes ou l'angle axial ($\beta = 90°$) : l'augmentation est de 2/9 de l'axe vertical de la clinohumite.

		a b c
Chondrite	$Mg_3[Mg(F.OH)]_2(SiO_4)_2$	1,0863 : 1 : 5 × 0,6290
Humite.	$Mg_3[Mg(F.HO)]_2(SiO_4)_3$	1,0802 : 1 : 7 × 0,6290
Clinohumite . . .	$Mg_3[Mg(F.HO)]_2(SiO_4)_4$	1,0803 : 1 : 9 × 0,6280

Il n'est pas encore possible de suivre beaucoup de changements de ce genre parmi les minéraux, mais la question entière ouvre une recherche intéressante qui est de savoir s'il n'y a pas de relations morphotropiques entre des minéraux qui ne sont pas en relation chimique dans le sens ordinaire du mot.

Ainsi deux minéraux, la zincite, ZnO, et la greenockite, CdS, appartiennent à des groupes chimiques distincts d'oxydes et de sulfures et peuvent à peine être appelés isomorphes. Mais leur composition est semblable en ce sens que l'oxygène est remplacé par du soufre et le cadmium par du zinc, et ils sont presque identiques comme forme, puisque la zincite appartient à la classe de cristaux de la greenockite et a presque les mêmes angles que la greenockite. La wurtzite, ZnS, est isomorphe avec la greenockite et forme un trait d'union entre la zincite et la greenockite.

De pareilles relations sont loin d'être rares. On trouve que d'autres oxydes sont très semblables de forme aux sulfures correspondants ; par exemple, l'oxyde orthorhombique, la valentinite, Sb_2O_3, au sulfure orthorhombique, la stibnite, Sb_2S_3.

Mais avant de poursuivre plus loin les différences entre des minéraux qui sont notoirement différents. il sera nécessaire de considérer les différences qui existent entre les divers échantillons qui appartiennent au même groupe minéral.

4. **Variations dans la composition d'un minéral.** — Quand on analyse des minéraux de composition tant soit peu complexe, on trouve qu'il est très difficile d'assigner une formule définie même aux cristaux les plus parfaits et les plus homogènes, non seulement à cause du grand nombre d'éléments qu'ils contiennent, mais aussi parce que les proportions de ces minéraux paraissent varier d'une manière erratique et ne jamais obéir à la loi des proportions définies.

Ainsi les grenats constituent un groupe minéral très nettement défini. Ils cristallisent extrêmement bien, presque toujours en dodécaèdres

rhombiques. Ils se ressemblent très étroitement les uns aux autres, et ne peuvent pas être confondus avec aucun autre minéral, en dépit de leurs différences de couleur et de composition chimique.

Voici des analyses actuelles de grenats.

I. Un grenat à chaux et alumine (grossulaire) de Monzoni ;
II. Un grenat à fer et alumine (almandin) de Fahlun ;
III. Un grenat à chaux et fer (mélanite) de Langban ;
IV. Un grenat à chaux et chrome (ouwarowite) de l'Oural ;

	I	II	III	IV
SiO_2	39,53	39,66	35,10	35,57
Al_2O_3	20,15	19,66	...	6,25
Fe_2O_3	4,94	...	29,10	
Cr_2O_3	...	...	...	23,45
CaO	33,88	...	26,91	33,22
MnO	...	1,80	7,08	...
FeO	...	39,68	...	...
MgO	1,72	...	...	...
	100,22	100,80	98,19	98,49

Nous pouvons comparer avec ces analyses les compositions théoriques des quatre composés suivants, qu'on pourrait s'attendre à être isomorphes.

	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$	$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$
SiO_2	40,01	36,15	35,45	38,23
Al_2O_3	22,69	20,51	...	...
Fe_2O_3	...	...	31,49	...
Cr_2O_3	...	...	...	32,50
CaO	37,30	...	33,06	29,27
FeO	...	43,34	...	...

Or bien que ces minéraux diffèrent si considérablement en composition, ils appartiennent sans aucun doute au même groupe et sont même plus étroitement alliés dans leurs caractères physiques que les membres de bien d'autres groupes minéraux, tels que celui des carbonates rhomboédraux donné ci-dessus.

Mais tandis que chaque minéral se rapproche plus ou moins de la loi des proportions définies, telle qu'elle est indiquée dans le second tableau, il en diffère cependant considérablement.

Les différences sont bien clairement d'accord avec le principe des constituants de remplacement énoncé plus haut. Dans la première analyse l'alumine est trop faible, mais un peu d'oxyde de fer est présent

pour parfaire la différence. Dans la seconde analyse, un peu de l'oxyde ferreux est remplacé par une certaine proportion de MnO. Si cependant la loi des proportions définies, sur laquelle la chimie paraît basée, est vraie, comment sont-ils présents et qui est-ce qui détermine leurs proportions ?

Un grand nombre d'analyses minérales sont viciées par un minéral contenu dans un autre. On trouve des minéraux transparents, même quand ils sont en cristaux les plus parfaits, qui, examinés au microscope, sont pleins de cristaux minuscules d'autres minéraux englobés, et qu'il faut enlever au moyen des solutions pesantes avant de faire l'analyse. Par exemple, l'analyse III donne aussi 0,98 de K_2O, qui est probablement présent comme constituant de quelque autre minéral englobé et qui n'appartient pas au grenat lui-même. Mais même quand on a pris toutes ces précautions, les grenats les plus homogènes donneront des proportions très variables pour leurs constituants de remplacement.

Si les cristaux étaient des liquides, il paraîtrait naturel de songer qu'ils sont des mélanges, dans lesquels les constituants sont susceptibles de se mélanger en proportions variables, comme l'alcool et l'eau. Des analyses de pareils mélanges conduiraient aux proportions les plus variables, mais pourraient toujours s'exprimer comme une certaine quantité d'alcool mélangé à une certaine quantité d'eau. Si les liquides étaient parfaitement miscibles, la mixture serait tout à fait homogène, mais les rapports atomiques ne seraient pas définis.

En fait on ne sait pas si c'est la véritable explication de la difficulté. Il a été établi que certains composés sont parfaitement miscibles à l'état solide, exactement comme certaines substances telles que l'alcool et l'eau sont miscibles à l'état liquide, et qu'ils peuvent se mélanger pour former *des cristaux* parfaits qui sont aussi homogènes que ceux d'un composé défini unique.

On a étudié les lois de ces mélanges homogènes, en mélangeant des solutions de deux ou plusieurs composés de ce genre, et elles sont maintenant assez bien connues. Elles ressemblent si complètement aux lois qui régissent les solutions elles-mêmes et leurs mélanges, que ces cristaux mélangés homogènes sont généralement connus sous le nom de *solutions solides*.

Or les substances qui peuvent se mélanger pour former des solutions solides, sont précisément les composés isomorphes, non pas seulement ceux qui sont eutropiques, mais aussi ceux qui sont isomorphes dans le sens le plus général. Bien longtemps avant que la nature et les pro-

priétés des mixtures cristallines aient été étudiées, Mitscherlich, dans le cours de ses recherches sur l'isomorphine, avait fait la grande découverte que *les composés isomorphoses sont capables de se mélanger en proportions variables pour former des cristaux homogènes.*

Le principe des constituants de remplacement, énoncé par Fuchs, peut être regardé comme une manière d'exprimer le même fait. Cette propriété remarquable a été si complètement établie par l'étude de ces composés, qui, comme les sulfates de potassium, rubidium et cæsium, présentent des relations uniformes de composition et de forme, que beaucoup d'auteurs restreignent le terme *isomorphe* aux substances qui sont semblables en composition et *qui jouissent de la propriété de former des cristaux mélangés homogènes ou des mélanges isomorphes.* C'est pour cette raison que nous avons préféré nous servir du terme *Groupe Minéral* pour ce qu'on a appelé quelquefois une série isomorphe de minéraux, puisqu'il n'y a pas toujours de preuves que tous les membres de la série peuvent cristalliser ensemble comme mélanges.

5. **Mélanges isomorphes**. — La plupart des difficultés rencontrées dans l'interprétation de la constitution variable d'un minéral trouvent une explication satisfaisante dans le grand principe de Mitscherlich.

Les mélanges isomorphes sont particulièrement communs dans le royaume minéral; puisque les minéraux se sont rarement formés comme composés purs isolés, mais qu'ils se sont généralement séparés de matières mélangées, parmi lesquelles ils ont été libres de se mélanger avec des substances isomorphes.

La nature d'un pareil mélange peut très facilement être étudiée par des expériences de laboratoire sur des sels solubles. Si donc A et B sont deux substances, qui sont isomorphes dans le sens le plus strict, comme $ZnSO_4, 7H_2O$, et $MgSO_4, 7H_2O$, qui sont semblables en composition et presque identiques en forme, ils sont capables de former des cristaux d'*à peu près la même forme que la leur propre* et dont la composition chimique peut être représentée comme $mA + nB$.

Ainsi l'on peut faire des cristaux, qui sont des sulfates hydratés contenant à la fois du zinc et du magnésium, et qui ont une forme dont les angles sont à peu près ceux de chacun de ces sulfates. On ne peut appeler ces cristaux ni du sulfate de zinc, ni du sulfate de magnésium, et cependant leur composition est telle qu'ils peuvent toujours être exprimés comme un mélange d'ue certaine quantité de l'un avec une certaine quantité de l'autre : m ($ZnSO_4$, $7H_4O$) n ($MgSO_4$, $7H_2O$) et l'on dit qu'ils sont un *mélange isomorphe* des sulfates de zinc et de

magnésium. Le sulfate ferreux $FeSO_2$, 7 H_2 O, qui est un membre du même groupe isomorphe, peut aussi entrer dans un semblable mélange et l'on trouve en conséquence que les cristaux semblables de sulfate hydraté contenant du zinc, du magnésium et du fer, renferment des proportions de leurs constituants dans tel rapport que leur composition peut s'exprimer comme x ($ZnSO_4$. $7H_2O$) + y ($MgSO_4$. 7 H_2 O) + z ($FeSO_4$. HO_2) ou qu'ils sont des mélanges isomorphes des trois sulfates, x, y et z étant différents pour les différents échantillons.

Par conséquent un minéral quelconque en cristallisant est capable de « dissoudre » une certaine quantité d'une ou de plusieurs substances isomorphes à lui-même et de se solidifier en cristaux homogènes. Il y a bien peu de minéraux qui soient absolument simples ; et quand on les a analysés avec soi, on trouve qu'ils renferment de petites quantités de ce qu'on regardait d'abord comme des impuretés, mais qu'on sait maintenant être des intermélanges de substances isomorphes.

Ainsi la blende, ZnS, renferme généralement un certain pourcentage de fer ; celui-ci est présent sous la forme de FeS, et non pas comme fer métallique ou comme autre composé du fer, car la formule de la blende peut toujours être exprimée comme x ZnS + yFeS, le pourcentage du soufre étant exactement suffisant pour être combiné dans le rapport d'un atome avec les quantités de zinc et de fer présentes.

Dans quelques cas, les composés dont le minéral est un mélange, sont connus comme existant indépendamment sous forme de minéraux séparés ; dans d'autres cas, un ou plusieurs composés, bien que n'étant pas connus à l'état d'existence indépendante, peuvent être produits artificiellement ; le composé cubique FeS, qui entre dans la composition de la plupart des blendes, ne se rencontre pas comme minéral terrestre, mais ce peut être la substance trouvée dans quelques météorites et connue sous le nom de troilite ; FeS peut aussi se préparer artificiellement en cristaux appartenant au système cubique.

On a établi maintenant un si grand nombre de cas par la découverte ou la préparation de constituants isomorphes manquants, que même quand les composants séparés n'ont pas été préparés indépendamment, un minéral est cependant regardé comme un mélange de certains composés isomorphes, dont un ou plusieurs peuvent être hypothétiques.

Ainsi si on trouve qu'un minéral de composition excessivement variable peut toujours s'exprimer comme xA + yB + zC, où A et B sont connus comme composés indépendants, mais où C est purement hypothétique, le minéral est regardé comme un mélange isomorphe

de A, B et C, bien qu'il n'y ait rien pour prouver l'existence de C comme composé isomorphe avec A et B, excepté sa présence dans les cristaux mixtes.

Des grenats, qui contiennent un ou plusieurs des éléments calcium, aluminium, chrome et fer (oxyde ferreux et ferrique) peuvent toujours être regardés comme des mélanges isomorphes des composés suivants :

(1) $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ (3) $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$ (5) $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$
(2) $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ (4) $Fe_3Fe_2(SiO_4)_3$ (6) $Fe_3Cr_2(SiO_4)_3$

En d'autres termes le calcium et le fer sont des éléments de remplacement qui peuvent prendre la place l'un de l'autre dans les grenats, et l'aluminium, le fer triade et le chrome sont aussi des éléments de remplacement dans ce groupe.

Dans les analyses données à la page 266, on peut exprimer les résultats de la manière suivante :

I. = Par $73Ca_3\ Al_2\ (SiO_4)_3 + 13CA_3\ Fe_2\ (SiO_4)_3 + 6Mg_3\ Al_2\ (SiO_4)_3$;
II. Par $57Fe_3\ Al_2\ (SiO_4)_3 + 2Mn_3\ Al_2\ (SiO_4)_3$;
III. Par $5Ca_3\ Fe_2\ (SiO_4)_3 + Mn_3\ Fe_2\ (SiO_4)_3$;
IV. Par $50Ca_3\ Cr_2\ (SiO_4)_3 + 23Ca_3\ Al_2\ (SiO_4)_3$;

Dans I, une certaine quantité de CaO est remplacée par MgO.
Dans II, une certaine quantité de FeO est remplacée par MnO.
Dans III, une certaine quantité de CaO est remplacée par MnO.
Dans IV, une certaine quantité de Cr_2O_3 est remplacée par Al_2O_3.

Par suite, en outre des six orthosilicates donnés plus haut, il nous faut supposer que les suivants peuvent également bien entrer dans la composition d'un grenat :

(7) $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ (9) $Mg_3Fe_2(SiO_4)_3$ (11) $Mg_3Cr_2(SiO_4)_3$
(8) $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$ (10) $Mn_3Fe_2(SiO_4)_3$ (12) $Mn_3Cr_2(SiO_4)_3$

et bien qu'aucun de ces silicates ne soit connu dans un état de pureté absolue, ce sont des composés qu'on doit s'attendre à être isomorphes et ils suffisent pour expliquer toutes les variations dans la composition des grenats.

Pour abréger, l'intermixture des minéraux isomorphes peut être regardée comme un remplacement mutuel d'éléments de remplacement et peut être indiquée ainsi dans la formule. Ainsi le carbonate rhomboédral anhydre connu sous le nom d'ankérite, contient à la fois du calcium et du fer avec du magnésium et du manganèse ; et comme ces éléments sont présents dans les proportions variables, la formule du minéral peut s'écrire d'une manière commode (Ca, Fe, Mg, Mn) CO_3

ou encore RCO_3 (R = Ca, Fe, Mg, Mn) où les éléments entre parenthèses sont supposés capables de se remplacer les uns les autres en proportions variables ; c'est-à-dire, une certaine quantité de Ca peut être remplacée par le poids équivalent de Fe et ainsi de suite.

De même les minéraux du groupe des grenats peuvent être représentés par la *formule générale* $R''_3 R'''_2 (SiO_4)_3$; (R'' = Ca, Mg, Fe, Mn) (R''' = Al, Fe, Cr) : formule qui montre que, quelle que soit sa composition, un grenat peut être regardé comme un orthosilicate de trois atomes d'un métal divalent et de deux d'un métal trivalent.

6. **Mélanges de substances dimorphes.** — Il arrive quelque fois que, en tant qu'il est question de sa composition, un minéral bien défini doit évidemment être regardé comme un mélange en proportions variables de deux composés A et B ; et qu'on sait de plus que A et B se rencontrent comme minéraux ou peuvent être préparés artificiellement, mais qu'ils ont des formes totalement distinctes.

Le minéral, peut-on dire alors, ne peut pas être regardé comme un mélange de deux substances isomorphes, puisque A et B, bien qu'étant de composition semblable, cristallisent sous des formes différentes. Par exemple, une variété de calcite rhomboédrale de Leadhills dans le Lanarkshire contient une proportion variable de carbonate de plomb et est pour cette raison distinguée sous le nom de plumbocalcite ; elle doit être regardée comme un mélange isomorphe de $CaCO_3$ et de $PbCO_3$, puisque sa composition peut toujours être exprimée sous la forme $m\,CaCO_3 + n\,PbCO_3$. Or $PbCO_3$ ne se rencontre dans la nature qu'en cristaux orthorhombiques, comme le minéral cérusite.

Comment donc ce corps peut-il entrer dans un mélange *isomorphe* avec la calcite ? La réponse à cette question est fournie par deux autres minéraux, l'aragonite et la tarnowitzite. L'aragonite a la même composition, $CaCO_3$, que la calcite, mais elle est orthorhombique. La tarnowitzite est un carbonate orthorhombique de chaux $CaCO_3$, contenant une quantité variable de carbonate de plomb ; elle se trouve donc dans la même relation par rapport à l'aragonite que la plumbocalcite à la calcite et doit être regardée comme un mélange isomorphe d'argonite et de cérusite.

Nous avons donc les relations suivantes :

	RHOMBOÉDRAL	ORTHORHOMBIQUE
	—	—
$CaCO_3$	Calcite	Aragonite
$(Ca,Pb)CO_3$	Plumbocalcite	Tarnowitzite
$PbCO_3$		Cérusite

Tout devient clair si nous supposons que $PbCO_3$ peut exister sous plus d'une forme cristalline. Or on connaît actuellement deux modifications dans le cas de la calcite, qui existe comme calcite et aragonite; $PbCO_3$ comme cérusite est isomorphe avec la dernière ; on peut donc supposer qu'il existe sous une seconde modification isomorphe avec la première et cette hypothèse est appuyée par l'existence d'un minéral tel que la plumbocalcite.

Alors le carbonate de calcium est dimorphe, et existe à la fois comme calcite et aragonite. $PbCO_3$ est dimorphe, il existe comme cérusite et aussi dans la plumbocalcite, comme substance rhomboédrale susceptible d'entrer dans un mélange isomorphe avec la calcite.

On peut produire artificiellement quelques cristaux qui ont la même composition que des minéraux connus, mais une forme différente, ce qui prouve le dimorphisme du minéral ; et cette forme s'est fréquemment trouvée être précisément celle qui était nécessaire pour combler un vide dans quelque groupe minéral où ses mélanges seuls sont connus.

Comme exemple typique de ce fait, on a généralement cité les oxydes d'arsenic et d'antimoine. Originellement on connaissait Sb_2O_3 comme minéral orthorhombique, la valentinite ; et As_3O_3 n'était connu que comme minéral cubique, l'arsénolite ; les deux substances sont précisément semblables en composition et l'on eut pu s'attendre à ce qu'elles fussent isomorphes, mais la différence de système et de forme paraissaient contredire cette supposition.

Néanmoins on a découvert en 1851 une variété cubique de Sb_2O_3 et on l'a nommée la sénarmontite ; elle doit évidemment être regardée comme isomorphe avec l'arsénolite. Or si Sb_2O_3 est isomorphe avec As_2O_3 dans sa varité cubique, il l'est probablement aussi dans sa modification orthorhombique ; et cette considération a conduit à prédire avec confiance une forme orthorhombique de As_2O_3. Cette prédiction a été confirmée par la découverte de cristaux artificiels de As_2O_3, appartenant au système orthorhombique et ayant des angles très voisins de ceux de la valentinite. On a depuis trouvé des cristaux semblables dans la nature et ils sont connus sous le nom du minéral claudétite. (Des recherches subséquentes ont montré que la claudétite est en réalité monoclinique, quoique très voisine par ses angles de la valentinite orthorhombique). Les deux oxydes sont donc non seulement isomorphes, mais aussi *isodimorphes*. Dans cet exemple l'isodimorphisme est prouvé par l'existence effective de quatre sortes de cristaux ; dans le cas de la calcite et de la cérusite, l'isodimorphisme est seulement indiqué par l'existence de mélanges isomorphes.

Jusqu'ici la supposition que, dans deux minéraux dimorphes, il ne se produit de mélanges qu'entre les modifications semblables, peut paraître une pure hypothèse; nous n'avons apporté plus haut aucune preuve que la cérusite ne se mélange qu'avec l'aragonite et pas avec la calcite; ce fait est réellement établi par la connaissance plus exacte de la nature des solutions solides, dérivée de l'étude de mélanges préparés artificiellement dans le laboratoire et spécialement par leurs propriétés physiques.

7. **Formes cristallines et propriétés physiques des solutions solides.** — En premier lieu, en ce qui regarde la forme d'un cristal mixte, on pourrait s'attendre à ce que les *angles* soient intermédiaires entre ceux de ses deux constituants. Ceci paraît à la vérité être le cas dans quelques circonstances; par exemple, le carbonate rhomboédral de composition intermédiaire entre la magnésite, $MgCO_3$, et la sidérose, $FeCO_3$, a reçu le nom de mimésite comme intermédiaire entre ces deux minéraux; il a un angle du rhomboèdre égal à 72° 46′, celui de la magnétite étant 72° 36′ et celui de la sidérose 73° 0′. Mais, dans d'autres groupes, c'est bien loin d'être le cas.

Parmi les composés artificiels, la seule série d'observations qui puisse avoir la prétention d'être complète est celle de Dufet sur les mélanges orthorhombiques de $MgSO_4, 7H_2O$ avec $ZnSO_4, 7H_2O$. La table suivante donne les résultats qu'il a obtenus pour les deux sels et sept mélanges :

	POURCENTAGE DU SEL DE Mg.	POIDS SPÉCIFIQUE	$110 : 1\bar{1}0$	010 : 111
	—	—	—	—
$MgSO_4.7H_2O$	100	1,6760	89° 25′	63° 40 1/2′
	78,88	1,7359	89° 17 1/2′	63° 43′
	74,44	1,7472	89° 15′	63° 44 1/2′
	62,70	1,7816	89° 11′	63° 46 3/4′
	57,59	1,7977	89° 8′	63° 46 1/2′
	42,80	1,8415	89° 3 1/2′	63° 49′
	35,64	1,8604	89° 1′	63° 48 1/2′
	18,11	1,9094	88° 54′	63° 53′
$ZnSO_4.7H_2O$	0	1,9600	88° 48′	65° 53′

On remarquera ici que les différences d'angles sont si petites qu'on ne peut pas y avoir grande confiance; elles sont à peine en dehors de la limite des erreurs d'expérience.

Cependant si nous passons aux propriétés physiques, nous trouvons par la seconde colonne que le poids spécifique varie d'une manière indiscutable et très régulière; à cet égard les cristaux mixtes se com-

portent comme s'ils étaient un mélange purement mécanique des deux sels constituants. Ceci aussi a été trouvé également vrai pour tous les mélanges isomorphes qui ont été étudiés ; le poids spécifique varie régulièrement avec la composition du mélange.

Ces mélanges cristallisés, dans lesquels toutes les propriétés physiques sont des fonctions continues de la composition peuvent maintenant être distingués sous le nom de *solutions solides ;* quoiqu'étant des cristaux, ils se comportent à cet égard comme des mélanges mécaniques ou comme beaucoup de liquides mélangés.

Au moyen des liquides pesants, comme on l'a indiqué à la page 226, il est facile de déterminer le poids spécifique de cristaux même très petits avec une grande exactitude, et l'on a mesuré les densités de beaucoup de pareils mélanges. Le volume occupé par un poids donné d'une substance est inversement proportionnel à sa densité ; dans la figure 373 le volume spécifique $= \frac{1}{\text{poids spéc.}}$ est comparé à la composition en pourcentage du mélange.

Le diagramme représente la relation entre le volume spécifique et la composition de cristaux mixtes de sulfate de potassium et de sulfate d'ammonium ; les ordonnées sont prises porportionnelles au volume spécifique et les abcisses au pourcentage de sulfate d'ammonium dans les cristaux mixtes examinés ; nous avons :

Pour K_2SO_4	Poids spécifique = 2,666	Volume spécifique = 0,3751	(A)
— $(NH_4)_2SO_4$	— — 1,774	— — 0,5636	(B)

On trouve alors que le point correspondant à un cristal mixte quelconque est situé sur la ligne droite AB, et par conséquent, si la composition est connue, le poids spécifique peut être indiqué à l'avance et *vice versa*.

Ainsi un cristal mixte contenant 20, 5 p. 100 de $(NH_4)_2SO_4$, aura le volume spécifique 0,4138 et par suite le poids spécifique 2,417.

Dans ce cas, les deux sels sont capables de cristalliser ensemble en toutes proportions ; quelquefois chacun des composés isomorphes ne peut dissoudre que de petites proportions de l'autre, tandis que des mélanges à égales proportions ne cristalliseront pas, au moins dans les conditions ordinaires. De pareils mélanges peuvent être regardés comme des solutions *diluées* d'une substance dans l'autre.

Ainsi le phosphate acide d'ammonium $(NH_4)H_2PO_4$ dissoudra des proportions variant jusqu'à 20 p. 100 du sel correspondant de potassium KH_2PO_4 ; et de même le sel de potassium se dissoudra jusqu'à

20 p. 100 dans le sel d'ammonium, mais les mélanges intermédiaires refusent de former des cristaux homogènes.

Cet état de choses est représenté par la figure 375, où la ligne est interrompue, mais ici aussi une partie est une continuation de l'autre, et montre que le mélange est aussi régulier que dans le cas précédent.

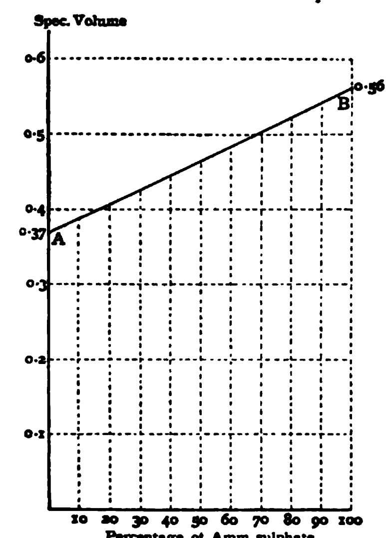


Fig. 374. — Mélange de sulfates de potassium et d'ammonium.

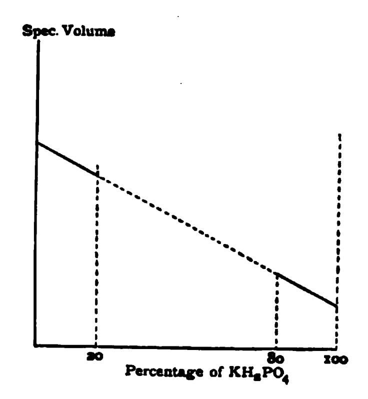


Fig. 375. — Mélange de phosphates de potassium et d'ammonium.

Il y a aussi deux classes remarquables de composés dans lesquelles cette continuité est interrompue : 1° les substances isodimorphes et 2° les substances qui forment non seulement des mélanges isomorphes, mais aussi des sels doubles.

1° *Mélanges de substances isodimorphes.* — Le sel $MgSO_4$, $7H_2O$ (poids spécifique = 1,677 ; vol. spéc. = 0,596) dissout jusqu'à 19 p. 100 de $FeSO_4$, $7H_2O$; et $FeSO_4$, $7H_2O$, (poids spécifique = 1, 898, vol. spec. = 0,527) dissoudra jusqu'à 54 p. 100 de $MgSO_4$, $7H_2O$.

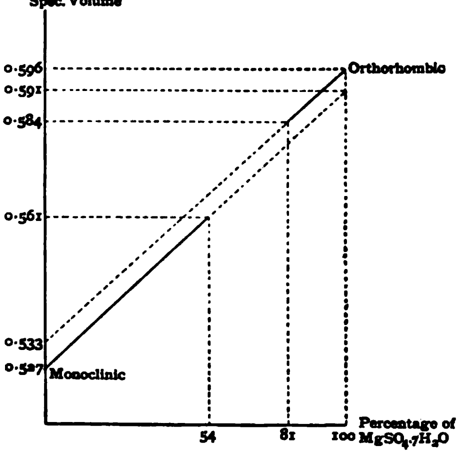


Fig. 376. — Mélange des sulfates de fer et de magnésium.

Mais lorsqu'on fait le diagramme correspondant en indiquant des points pour les différents mélanges, on trouve qu'ils ne se trouvent pas sur une seule droite, mais sur deux droites (fig. 376). La ligne infé-

rieure indique que le sulfate de fer se mélange à une substance dont le volume spécifique est 0,591 (poids spécifique = 1,691) et non pas 0,596 et la ligne supérieure indique que le sulfate de magnésium se mêle avec une substance dont le volume spécifique est 0,533 (poids spécifique = 1,875) et non 0,527.

Or le sel pur $MgSO_4$, $7H_2O$ est orthorhombique et le sel pur $FeSO_4$. $7H_2O$ est monoclinique ; les cristaux mixtes représentés par la ligne supérieure appartiennent au système orthorhombique, et ceux représentés par la ligne inférieure au système monoclinique.

Nous en concluons que la substance inconnue de poids spécifique 1,691 qui est dissoute dans le sulfate ferreux, est une modification monoclinique du sulfate de magnésium, qui est instable dans les conditions ordinaires, mais qui est capable d'entrer dans des mélanges avec le sulfate ferreux isomorphe. De même un sel orthorhombique instable $FeSO_4$. $7H_4O$ de poids spécifique 1,875 est isomorphe avec le sel ordinaire $MgSO_4$, $7H_2O$. Ces deux substances doivent donc être considérées comme dimorphes.

2° *Sels doubles.* — La nature des mélanges de $AgNO_3$ et de KNO_3 orthorhombiques est indiquée dans la figure 377.

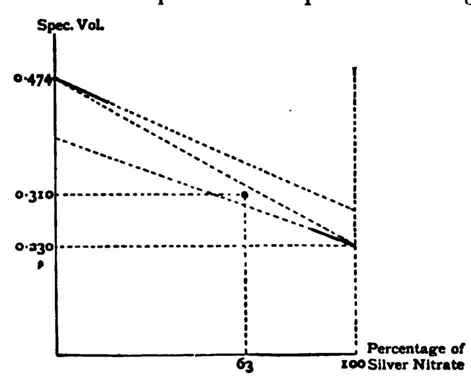


Fig. 377. — Mélange des nitrates d'argent et de potassium.

Chaque sel peut dissoudre une petite quantité d'une modification (instable) de l'autre cristallisant dans le système orthorhombique ; mais ils cristallisent aussi ensemble en proportions moléculaires *égales* pour former un sel KNO_3. $AgNO_3$, qui est monoclinique et dont le volume spécifique est 0,310 (poids spécifique = 3,219) au lieu de 0,320 (poids spécifique = 3,116) qui serait celui du mélange isomorphe contenant 63 p. 100 de $AgNO_3$, et représenté par (K Ag) NO_3 ; (K : Ag = 1 : 1). Le point correspondant se trouve sur les lignes pointillées représentant des mélanges isomorphes. Quand on a étudié de pareils composés, on a trouvé habituellement que dans la formation du sel double, comparé au mélange isomorphe, il s'est produit une contraction et que le poids spécifique est trop fort.

Ainsi la dolomie a pour poids spécifique 2,873 au lieu de 2,843, qui devrait être celui d'un mélange de calcite et de magnésite en proportions moléculaires égales.

Donc quand les solutions de deux sels isomorphes sont mélangées, le résultat peut être ou bien : 1° des mélanges cristallisés dont les poids spécifiques sont une *fonction continue* de leur composition, et qui change uniformément avec cette dernière, comme si c'étaient des mélanges mécaniques, ou bien 2° un sel double dont le poids spécifique ne peut pas être déduit de ceux des constituants, comme s'il s'agissait d'un mélange mécanique. Dans le sel double, les proportions sont moléculaires ; dans les solutions solides il n'en est pas nécessairement ainsi.

Ce qu'on vient d'établir pour le poids spécifique est également vrai pour les autres propriétés physiques (à la fois générales et cristallographiques) des dissolutions solides : par exemple, le point de fusion et les indices de réfraction.

En minéralogie, le poids spécifique et les propriétés optiques sont les éléments au moyen desquels les relations peuvent le plus facilement être découvertes ; et ils sont de la plus grande importance pratique.

8. **Propriétés optiques des solutions solides.** — Lorsque deux substances cubiques isomorphes, deux aluns par exemple, cristallisent ensemble, l'on trouve que l'indice de réfraction des cristaux mixtes varie d'une manière continue avec la composition. La figure 378 résume les observations faites sur des mélanges d'alun de potasse et d'alun de thallium.

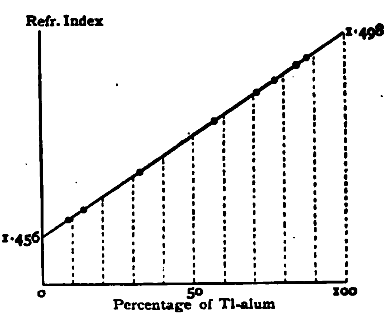


Fig. 378. — Mélange d'alun de potassium et d'alun de thallium.

Les huit points représentent huit mélanges ; la distance de chacun d'eux à l'axe vertical représente la proportion d'alun de thallium qu'il contient ; sa distance au-dessus de l'axe horizontal représente l'indice de réfraction. Exactement comme c'était le cas pour le poids spécifique, on trouve que les points sont sur une ligne continue.

De même avec des mélanges uniaxiaux, l'un ou l'autre des indices de réfraction ω ou ε, traité de la même manière, donnera une ligne continue ; dans les mélanges biaxes de cristaux orthorhombiques, on peut construire trois lignes continues de manière à représenter les variations

des trois indices principaux α, β, γ, qui, dans ce système appartiennent à des directions fixes.

Chaque indice de réfraction des mélanges est donc une fonction continue de la composition.

Il peut à la vérité arriver que, de deux substances uniaxes isomor-

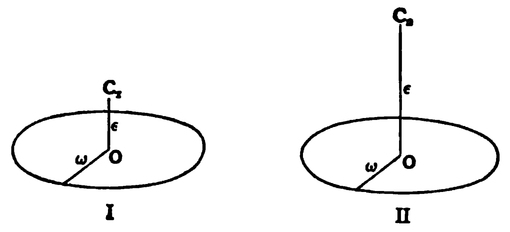


Fig. 379. — Mélange de substances uniaxes positives et négatives.

phes, l'une soit positive et l'autre négative. Ainsi dans le cas de deux substances dont les axes optiques sont représentés dans la figure 379 (représentant les axes de l'indicatrice) la solution de proportions crois-

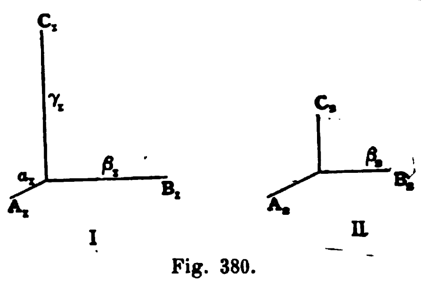


Fig. 380.

santes de II dans I tend à augmenter l'indice ε par comparaison avec ω ; par suite, pour un mélange défini, les deux indices deviennent égaux pour une certaine couleur et les cristaux seront isotropes pour cette couleur. Ainsi, le sel SrS_2O_6 $4H_2O$ est négatif avec une double réfraction faible ; tandis que le sel isomorphe PbS_2O_6. $4H_2O$ est positit avec une forte double réfraction ; les deux sels sont hexagonaux et possèdent la symétrie du quartz. Un mélange qui contient 17 p. 100 du sel de plomb est absolument isotrope pour la lumière du sodium.

Considérons de la même manière deux cristaux orthorhombiques (fig. 380) dans lesquels les axes correspondants des cristaux sont parallèles, où l'axe vertical dans chacun d'eux le plan des axes optiques ; mais I est positif (Bis. aiguë $= \gamma_1$) et II est négatif (Bis. aiguë $= \alpha_2$) ; pour un mélange α peut avoir une valeur comprise entre α_1 et γ_2, égale à β, et le cristal peut devenir uniaxe pour une couleur.

Ces deux exemples font voir clairement qu'un mélange isomorphe de

deux substances peut montrer une symétrie physique plus élevée en apparence que celle qui appartient à chacune d'elles.

Dans les systèmes monocliniques et tricliniques, les relations sont bien plus difficiles à suivre ; car non seulement les grandeurs et les rapports des indices de réfraction varient, mais aussi l'orientation de l'indicatrice dans le cristal. Néanmoins ce même principe subsiste et l'orientation de l'indicatrice, comme toutes les propriétés physiques, change graduellement avec les proportions des constituants.

La caractéristique réellement importante des solutions solides consiste en ce que ce sont des cristaux homogènes et que par suite ils possèdent une indicatrice définie, tandis qu'un mélange purement mécanique de particules cristallines d'une substance avec des particules cristallines d'une autre transmet la lumière entre les nicols croisés sans extinctions définies et sans figures d'interférence; on dit qu'il montre une *polarisation d'aggrégat.*

Dans la plupart des cristaux, les positions des axes optiques sont bien plus faciles à déterminer que les indices de réfraction, et puisque ces positions sont des fonctions de ces derniers, elles sont aussi elles-mêmes des fonctions de la composition, comme le poids spécifique ou tout autre caractère physique. Ainsi dans des mélanges de KSO_4 et de $(NH_4)_2SO_4$, — sels tous deux orthorhombiques, — on a obtenu les résultats suivants :

Dans KSO_4, les axes optiques sont dans le plan (110) et l'angle des axes dans l'huile (2H) est de 116°26′.

A mesure que la proportion du sel d'ammoniaque dans les cristaux augmente, l'angle des axes diminue, jusqu'à ce qu'avec 19 p. 100 les cristaux deviennent uniaxes ; quand on fait croître encore plus la proportion, les axes s'ouvrent de nouveau, mais dans le plan (001) qui reste le plan des axes optiques jusqu'à ce qu'on arrive au sel d'ammonium pur.

Dans $(NH_4)_2SO_4$, le plan des axes optiques est (001) et l'angle des axes dans l'huile (2H) est 83°30′.

Le changement ressemble de très près à celui que peut produire le changement de température dans un cristal isolé.

Dans le cas de minéraux monocliniques et tricliniques, l'angle des axes optiques et les angles d'extinction de certaines faces sont généralement les seuls caractères dont on puisse disposer, puisque l'orientation de l'indicatrice et la mesure des indices principaux dans ces systèmes présentent de grandes difficultés.

9. Propriétés optiques du groupe des feldspaths. — Parmi les miné-

raux transparents, il n'y a pas de groupe qui ait été aussi complètement étudié que celui des feldspaths.

Ces minéraux sont les constituants les plus importants des roches ignées dont la nature dépend en fait dans une très large mesure de celle du feldspath qu'elles contiennent. Les cristaux sont généralement très petits et sans faces puisqu'ils sont noyés parmi d'autres minéraux. L'identification du feldspath particulier d'une roche ignée quelconque est toujours un problème de la plus haute importance pour le géologue.

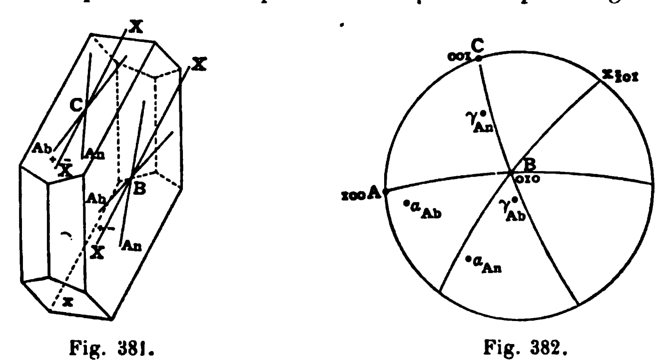


Fig. 381. Fig. 382.

Fig. 381, 382. — Propriétés optiques des feldspaths plagioclases.

On peut déterminer le poids spécifique au moyen des solutions pesantes, qui peuvent aussi servir pour séparer, pour l'analyse, le feldspath des autres minéraux de la roche, quand elle a été réduite en poussière. Mais pour l'identification ordinaire, la roche est taillée en coupes minces transparentes et les divers minéraux sont déterminés au moyen de leurs propriétés optiques sous le microscope. C'est ainsi que les feldspaths ont été étudiés d'une manière complète en ce qui regarde leur composition, leur poids spécifique et toutes les propriétés optiques ; ils sont jusqu'à présent le seul groupe de minéraux dans lequel la variation continue des propriétés physiques a été suivie avec succès à travers tout le groupe et s'est montrée telle que celle qui est caractéristique d'une solution solide. Nous pouvons donc les prendre comme un exemple parfait des relations entre les diverses propriétés de minéraux appartenant à un groupe dont les membres sont non seulement isomorphes, mais se mélangent comme des solutions solides.

Tschermak et autres ont établi que les feldspaths qui renferment à la fois de la soude et de la chaux peuvent toujours être regardés comme des mélanges isomorphes du feldspath sodique, l'albite, $NaAlSi_3O_8$, avec le feldspath calcique, l'anorthite, $CaAl_2Si_2O_8$.

En dépit de leur différente apparence de composition, ces substances

forment des solutions solides dans les proportions les plus variées. L'albite et l'anorthite appartiennent toutes deux au système anorthique ou triclinique et peuvent cristalliser sous la forme de la figure 381.

Toutes deux possèdent des clivages parfaits parallèles aux faces B (010) et C (001).

Pour l'albite, l'angle de clivage BC = 86°24'.
— l'anorthite — 85°50'.

Les directions des axes des indicatrices sont indiquées sur la projection sphérique de la figure 382.

γ_{Ab} est la bissectrice aiguë positive de l'albite ;
α_{An} est la bissectrice aiguë négative de l'anorthite.
α_{Ab} est la bissectrice obtuse négative de l'albite.
γ_{An} est la bissectrice obtuse positive de l'anorthite.

L'angle vrai des axes 2V est d'environ 77° pour chaque minéral ; en conséquence si l'on examine des plaques de clivage en lumière convergente :

La face B pour l'anorthite montre un axe optique sur le bord du champ (fig. 612).

La face B pour l'albite montre les deux axes optiques sur le bord du champ (fig. 610).

La face C pour l'anorthite montre un axe optique sur le bord du champ (fig. 614).

La face C pour l'albite ne montre pas de figure d'interférence.

Les extinctions sur C et B mesurées par rapport à l'arête X sont indiquées dans la figure 381 ; les inclinaisons pour l'albite sont suivant une direction, que par convention on appelle positive, celles de l'anorthite sont dans l'autre direction ou négative.

On a examiné toute une série de feldspaths intermédiaires entre l'albite et l'anorthite ; la variation graduelle et régulière de leurs propriétés est indiquée dans le tableau suivant, dans lequel la composition de certains membres du groupe est exprimée comme mélange d'un certain nombre de molécules d'albite (Ab) avec un certain nombre de molécules d'anorthite (An).

	COMPOSITION	POIDS SPÉCIFIQUE	ANGLE D'EXTINCTION SUR B	C	INDICE MOYEN DE RÉFRACTION β
	—	—	—	—	—
Albite	Ab	2.624	+ 19°	+ 4° 30'	1,534
Oligoclase	Ab_3An_1	2,659	+ 4° 36'	+ 1° 4'	1,542
Andésite	Ab_1An_1	2,694	— 16°	— 5° 10'	1,558
Labrador	Ab_1An_3	2,728	— 29° 28'	— 17° 40'	1,570
Anorthite	An	2,758	— 36°	— 37°	1,582

Puisque γ est la bissectrice aiguë pour l'albite et α pour l'anorthite, un ou plusieurs des mélanges intermédiaires doivent un angle axial vrai de 90°, pour lequel on ne peut pas distinguer les bissectrices aiguës et obtuses. Ce semble être le cas pour $Ab_1 An_3$.

De même, pour un certain mélange, l'angle d'extinction sur B, et pour un autre sur C, doit être 0°. Le minéral $Ab_3 An_1$ paraît avoir à peu près une extinction droite sur B et sur C.

Si, comme dans la précédente section, on marquait par des points le poids spécifique, les angles d'extinction et les indices de réfraction des mélanges, on obtiendrait trois courbes continues, à l'aide desquelles on pourrait prédire les caractères d'un mélange quelconque. De même que dans la figure 378, γ_{Ab} passerait graduellement à γ_{An}, et α_{Ab} à α_{An} à mesure que la composition change de Ab à An.

On remarquera que, dans le groupe du feldspath, nous devons regarder NaSi constituant remplacement de CaAl. L'albite et l'anorthite, bien que formant l'une avec l'autre des solutions solides, peuvent à peine être appelées isomorphes dans le sens primitif du mot ; les plagioclases sont des solutions solides, mais pas nécessairement des mélanges isomorphes dans le sens plus étroit du mot.

Quelques auteurs restreignent le terme isomorphe, non seulement aux substances telles qu'elles forment des cristaux mixtes, mais parmi elles à celles dans lesquelles les propriétés physiques des cristaux mixtes sont des fonctions continues de la composition, de manière qu'elles puissent être représentées par une courbe continue, comme il en est du poids spécifique et de l'indice de réfraction dans les cas cités ci-dessus.

En minéralogie nous pouvons nous contenter du fait que de pareilles solutions solides existent, sans nous aventurer à affirmer que tous les membres d'un groupe minéral (c'est-à-dire de ce qu'on appelle souvent un groupe isomorphe) peuvent former des solutions solides, ou que des solutions solides ne peuvent se former qu'avec des substances de composition tout à fait semblable. Dans le cas le mieux établi des feldspaths, l'albite et l'anorthite ne sont pas strictement analogues en composition ; et il peut en être de même pour beaucoup d'autres minéraux.

10. **Accroissements intérieurs et extérieurs de minéraux différents.** — Le cas des feldspaths montre clairement qu'il existe des solutions solides parmi les minéraux ; il est plus que probable que les difficultés rencontrées dans les tentatives pour expliquer la composition compli-

quée de beaucoup de minéraux et les variations, à la fois en composition et en caractères physiques de la plupart d'entre eux, peuvent s'appliquer par la supposition qu'ils sont habituellement des solutions solides.

Retgers a signalé que si l'un des deux constituants d'une solution solide est incolore et l'autre coloré, le mélange complet des deux est indiqué par la coloration uniforme des cristaux. Il a trouvé que le permanganate de potassium $KMnO_4$ se mélange en cristaux colorés uniformément avec le $KClO_4$ et KIO_4 incolores ; et par suite il est capable de former une solution solide avec un perchlorate et un periodate.

Rien n'est plus commun parmi les minéraux que de trouver des cristaux homogènes parfaitement clairs, de couleurs les plus différentes, bien qu'ils appartiennent au même minéral. Le grenat est non seulement incolore, mais plus souvent noir, brun ou jaune, quelquefois rouge ou vert. La plus petite proportion d'un constituant coloré peut altérer l'aspect tout entier de la substance.

La rencontre presque universelle de cristaux mixtes dans le règne minéral rend probable que les variations de couleur également communes doivent souvent être attribuées à l'intermélange de composés isomorphes diversement colorés.

Si la constitution du mélange change pendant la croissance de pareils cristaux, la couleur des cristaux changera aussi, et en conséquence le même cristal peut être diversement coloré ; ceci s'observe fréquemment aussi dans les minéraux. Par exemple, dans la tourmaline, un prisme d'une couleur paraît souvent englobé dans un prisme d'une autre couleur. Un pareil cristal n'est pas une intercroissance, mais un accroissement extérieur des deux substances.

Si l'on immerge un cristal d'alun de chrome dans une solution saturée d'alun de potasse, il se produira une petite dissolution du cristal, mais elle sera immédiatement suivie d'une cristallisation du dernier sel, qui se mettra à croître en position parallèle avec le premier ; finalement le cristal d'alun de potasse incolore contiendra comme noyau coloré le cristal d'alun de chrome ; il y a une surcroissance parallèle de l'une des deux substances isomorphes sur l'autre.

De même dans le cas des feldspaths, un cristal ayant un certain angle d'extinction peut être enveloppé par des feldspaths ayant des angles d'extinction différents ; constituant un cristal *zoné* dans lequel la structure zonée est visible seulement entre les nicols croisés et se révèle dans une coupe par l'ombre d'extinction qui passe à travers le cristal, zone par zone, quand on fait tourner la platine du microscope.

Ou bien la surcroissance peut être de telle sorte que des cristaux isolés d'une substance A sont déposés sur un cristal d'une substance isomorphe B, de manière à être tous parallèles à ce dernier. Ainsi quelquefois des cristaux d'un feldspath sont en position parallèle sur un cristal d'un autre felsdspath (fig. 383).



Fig. 383. — Albite en position parallèle sur de l'orthose.

De même que les mélanges ou l'intercroissance de deux substances pour former un seul cristal, de même aussi la croissance parallèle de cristaux d'une sorte sur une autre se produit généralement entre ceux qui sont analogues en composition chimique ; mais elle peut avoir lieu entre ceux dont les relations chimiques sont très peu accusées.

Ainsi le nitrate de sodium, $NaNO_3$, est presque identique à la calcite, en angles, en clivage, dans ses modes de mâcles et dans ses propriétés optiques ; il possède aussi une forte double réfraction. Les deux substances ne sont pas solubles au même degré dans aucun dissolvant connu, ils n'ont pas la même fusibilité et ne forment pas de solutions solides. Mais si l'on place une goutte de nitrate de sodium sur une face de clivage fraîche de calcite, les petits rhomboèdres de nitrate se déposeront en parallélisme presque parfait sur la calcite, comme dans la figure 384.

Ceci n'est pas une relation purement fortuite, et ce qui le prouve, c'est que KNO_3, qui est isomorphe avec $NaNO_3$, cristallise dans le système orthomrhombique, avec des angles et des mâcles presque identiques avec ceux de l'aragonite, et est lui-même capable de cristalliser en position parallèle sur de l'aragonite.

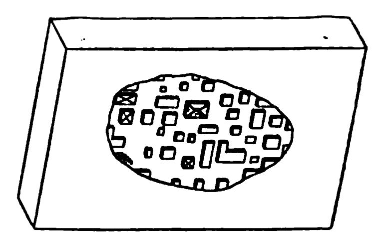


Fig. 384. — Nitrate de sodium cristallisant sur de la calcite.

Si donc on doit admettre que le mot isomorphisme doit embrasser des cas de ce genre, les nitrates $R'NO$ doivent être appelés isomorphes des carbonates $R''CO^3$.

Leurs relations mutuelles paraissent consister dans ce fait que les deux molécules contiennent *le même nombre d'atomes* plutôt que dans une similitude chimique étroite.

Un autre cas d'accroissement extérieur est le groupement parallèle

de deux minéraux (plus ou moins) dissemblables qui peuvent se trouver posséder à peu près la même forme, comme celui de la staurolite et du disthène (p. 99); et possiblement aussi les formations régulières, mais non parallèles, de quelques minéraux qui paraissent être tout à fait dissemblables de forme et de composition, comme celles du rutile et de l'hématite (p. 99).

11. **Formations intérieures et extérieures du même minéral.** — Dans toutes les formations mixtes ou associées considérées ci-dessus, les caractères sont beaucoup les mêmes; deux composés possédant non seulement à peu près la même forme et à peu près la même structure intérieure (comme cela est établi par la similitude de leurs clivages) peuvent cristalliser ensemble, soit l'un sur l'autre, ou avec une interpénétration telle qu'ils se réunissent pour faire un cristal homogène. Dans le mélange complètement homogène ou solution solide, les propriétés sont telles qu'on doit s'attendre à les voir résulter d'un mélange mécanique intime de l'une des substances avec l'autre; on peut les prédire en ajoutant l'effet de l'une avec l'effet de l'autre en proportion de la quantité de chacun d'eux; ceci est indiqué par le changement graduel d'une propriété générale, par exemple le poids spécifique, à mesure que la composition change graduellement. De plus les particules ne peuvent pas être regardées comme mélangées d'une manière confuse, comme elles le seraient dans le cas d'un mélange purement mécanique, mais de telle sorte que celles d'une substance sont aussi près que possible d'être parallèles à celles de l'autre; ceci est indiqué par le changement graduel d'une propriété cristallographique, telle qu'un angle d'extinction ou un indice particulier de réfraction. Quand on trouve, par exemple, que l'indice β des feldspaths intermédiaires est une fonction continue de la composition, il est clair que dans le mélange de l'albite avec l'anorthite, l'axe moyen de l'indicatrice de chaque minéral conserve sa direction dans tous les mélanges. On peut tirer la même conclusion de ce fait que le clivage reste généralement sans changement dans une série de mélanges isomorphes. En d'autres termes, la solution solide est un mélange mécanique dans lequel les particules sont arrangées d'une manière ordonnée, et parallèlement les unes aux autres, comme celles d'un cristal simple.

Or tous ces traits suggèrent très nettement une analogie avec les mâcles, spécialement les types hémitropes; ici aussi deux cristaux sont associés ou bien l'un sur l'autre, ou bien par interpénétration. Toutefois dans les mâcles, les deux cristaux ne sont pas parallèles, de

sorte qu'ils ne peuvent pas constituer un cristal homogène, et en général ils ne possèdent pas non plus les caractères d'un cristal unique.

Si l'on suppose qu'un cristal se compose de particules arrangées d'une manière uniforme et ordonnée, les mâcles peuvent bien être dues à ce fait que, après qu'un individu s'est tourné dans la position de mâcle, l'arrangement ordonné de ses particules est à peu près le même qu'avant; dans une mâcle par juxtaposition, l'arrangement peut seulement être le même dans le plan de composition, où les deux individus viennent en contact; dans une mâcle par interpénétration, l'arrangement peut être le même dans la totalité.

Cette explication paraît très raisonnable et la ressemblance entre les mâcles et les mélanges isomorphes est très étroite dans le cas de cristaux pseudo-symétriques. Dans un minéral mimétique, comme l'aragonite, il est clair que le cristal possède à peu près une symétrie trigonale autour de son axe vertical, en tant qu'il est question de sa forme extérieure, et par suite probablement aussi dans sa structure interne. Une rotation d'environ 120° autour de l'axe vertical (fig. 368) amènera donc la structure à peu près en coïncidence avec elle-même, et les deux individus seront libres de s'intermélanger. Dans un cristal pseudo-symétrique, la ressemblance est même plus étroite; la structure de la boracite est si approximativement celle d'un cristal cubique qu'elle coïncide à peu près avec elle-même après une rotation convenable autour d'un quelconque des axes de pseudo-symétrie. Par suite, pendant la cristallisation, les particules sont libres de se déposer soit en position parallèle, soit en position de mâcle, et le résultat est un cristal cubique si approximativement uniforme que le minéral ne peut se distinguer d'un minéral cubique que par ses propriétés optiques. Dans une pareille structure, le plus petit changement dans la position relative des particules, une légère séparation suivant une direction ou une légère contraction suivant une autre, peut rendre la structure absolument cubique; en fait, ce changement paraît se produire quand on chauffe le cristal de boracite à 265° et il devient isotrope.

12. **Structure des minéraux**. — Toutes les particularités qui distinguent plus ou moins les propriétés physiques et chimiques des minéraux, comparés à d'autres substances, peuvent être décrites maintenant comme étant dues à la *formation interne ou externe de structures à peu près identiques*.

Il est clair que les cristaux se forment par accrétion de particules de

quelque sorte; que l'arrangement des particules est uniforme et régulier; et, en raison de l'homogénéité des cristaux, il est probable qu'elles sont parallèles les unes aux autres. Dans cette hypothèse, les mâcles et la pseudo-symétrie sont dues à ce fait que les mêmes particules peuvent s'adapter également presque aussi bien dans la structure, dans la ou les positions de mâcles que dans la position parallèle.

De même si deux composés différents cristallisent suivant des structures qui sont à peu près identiques, ils peuvent se mélanger pour donner naissance à : 1° des formations externes régulières; 2° des mélanges plus ou moins complets; ou 3° quand les structures sont suffisamment semblables, à de véritables solutions solides. Dans ce dernier cas, il y a généralement des relations très étroites entre les deux substances eu égard à leur composition chimique.

De plus la croissance interne peut se produire non seulement dans la position parallèle, mais aussi dans celle de mâcle, de sorte que, dans le premier cas, le mélange isomorphe peut donner naissance à un cristal homogène (solution solide) et dans le second à un cristal pseudo-symétrique présentant ce qu'on appelle des anomalies optiques. L'intermélange peut dans tous les cas se composer de plus de deux espèces de particules; par exemple, les feldspaths, qui contiennent du potassium aussi bien que du sodium et du calcium, sont des mélanges d'albite, d'anorthite et d'un feldspath potassique.

En outre les particules d'un composé donné peuvent s'arranger de différentes manières et donner naissance à plus d'une structure (polymorphisme) mais des interformations de la nature de celles que nous considérons ne se produiront qu'entre des structures semblables. On a vu que c'est le cas pour les mélanges isodimorphes du § 6.

On a insisté sur ce qu'une structure ne peut s'adapter dans une autre que si les particules (qui ne sont pas nécessairement en contact ni de même taille) occupent à peu près le même espace. Le poids spécifique d'un minéral est proportionnel au poids de ses particules et inversement proportionnel à l'espace qu'elles occupent; et si les arrangements sont les mêmes dans une série de substances isomorphes, le poids des particules peut se trouver, peut être proportionnel au poids moléculaire de la substance : par suite on a émis l'idée que l'espace qu'elles occupent peut être représenté par le volume moléculaire, c'est-à-dire par le rapport

$$\frac{\text{poids moléculaire}}{\text{poids specifique}}$$

On pourrait donc s'attendre à ce que cette quantité, le volume molé-

culaire, fût constante ou à peu près constante, dans une série isomorphe, bien que le poids spécifique puisse varier largement suivant la composition. Ainsi le poids spécifique de la strontianite, $SrCO_3$ est 3,7, celui de la cérusite, $PbCO_3$ est 6,5; mais elles ont le même volume moléculaire, 41. D'où, suivant quelques auteurs, la capacité pour ces minéraux de se mélanger sous forme de solition solide.

Dans quelques séries isomorphes, il n'y a pas d'égalité du volume moléculaire dans l'ensemble, mais elles paraissent différer de quantités égales, de manière à former une série arithmétique.

Pour une connaissance plus approfondie de ce qui concerne les particules dont se compose un minéral cristallisé, il faut beaucoup plus de renseignements sur sa constitution chimique. Dans les solutions solides, comme nous l'avons vu, les propriétés physiques sont un résultat additif direct de la composition chimique; mais lorsque deux constituants s'unissent en proportions moléculaires pour former un sel double, ce n'est plus le cas; c'est comme si les particules n'étaient plus arrangées les unes à côté des autres, mais réunies par un lien plus étroit. Dans ce cas, il y a généralement une certaine contraction en bloc; ainsi (comme on l'a cité plus haut) le poids spécifique de la dolomie, $CaCO_3.MgCO_3$ est 2,872, tandis que celui d'un mélange isomorphe de calcite et de magnésie dans ces proportions serait 2,843. Il est néanmoins possible que la dolomie soit isomorphe avec la calcite et la magnésie, bien qu'elle ne soit pas une solution solide de ces deux composants et que sa symétrie ne soit pas tout à fait la même.

Dans d'autres cas, la forme et la symétrie du sel double diffèrent entièrement de celles de ses constituants.

Ainsi l'aragonite et la whitérite forment des mélanges isomorphes $(Ca, Ba) CO_3$, ayant leur forme propre orthorhombique; mais elles forment aussi un sel double $CaCO_3.BaCO_3$ qui appartient au système monoclinique.

On sait encore peu de chose sur le changement de propriétés produit quand deux ou plusieurs constituants s'unissent pour faire un sel double; on sait également peu de chose touchant l'action morphotropique d'éléments ou de radicaux différents dans les minéraux; on sait encore bien moins sur la nature des particules dont se composent les minéraux, combien de molécules chimiques ils contiennent, ou même comment les molécules et leurs atomes sont unies.

Cependant nous en avons dit assez dans les sections précédentes pour montrer qu'un seul et même minéral peut varier très largement dans ses propriétés et sa composition, puisqu'il peut être non seule-

ment une mâcle pseudo-symétrique de la même matière ou de matières différentes, et ainsi posséder des anomalies de caractères physiques, mais de plus il peut être une solution solide, ou tout au moins un mélange de plusieurs constituants définis et défier en apparence la loi des proportions atomiques simples. Toutes ces anomalies et irrégularités apparentes doivent être regardées comme le résultat de la structure cristalline et comme dues à ce fait que deux ou plusieurs structures à peu près identiques peuvent s'unir pour former un seul cristal.

Bien que, dans le cas de la plupart des minéraux, les constituants ne soient pas connus et ne puissent pas être isolés, cependant les variations qu'ils produisent doivent avoir un caractère ordonné et régulier ; c'est principalement par une étude de ces variations (comme cela a été fait pour les feldspaths) qu'on pourra reconnaître la nature des constituants et leurs propriétés. L'étude des propriétés des minéraux sera alors l'étude de la nature et de l'arrangement des particules qui constituent la croûte solide de la terre.

LIVRE IV

DESCRIPTION ET DÉTERMINATION DES MINÉRAUX

CHAPITRE PREMIER

TERMES DESCRIPTIFS

On a montré plus haut comment, en raison des intermélanges isomorphes et autres, une espèce minérale peut posséder des caractères très variables, mais que ces caractères varient ensemble d'une manière régulière et uniforme.

Nous allons voir maintenant comment des échantillons différents d'un seul et même minéral peuvent présenter de nombreuses variétés irrégulières d'aspect, même quand ils sont identiques comme forme et propriétés cristallographiques, comme poids spécifique et composition chimique.

Ces variations d'aspect sont principalement dues aux manières différentes suivant lesquelles les cristaux se sont agrégés et à la grande variété de couleur qu'ils présentent, non seulement comme solutions solides, mais aussi eu égard aux impuretés qu'ils renferment.

Avant que l'étude des propriétés essentielles se soit développée, l'aspect extérieur et ce qu'on peut appeler maintenant les caractères *inessentiels* étaient principalement les points sur lesquels s'appuyait l'école de l'*Histoire naturelle* pour faire la distinction des espèces. Les minéraux étaient principalement distingués non seulement d'après leur forme cristalline, mais encore par des caractères tels que leur couleur, leur lustre; leur dureté, leur fusibilité, et la forme et la structure de leurs agrégats; en conséquence on avait donné un grand nombre de noms d'espèces et de variétés, en raison de ces différences dans les caractères inessentiels, et on les avait donnés à des minéraux que nous devrions maintenant rapporter à la même espèce.

Ces caractères et les noms qui s'y rapportent sont encore largement

employés par les minéralogistes ; parmi eux, la dureté, le trait et le lustre ont une valeur considérable pour la détermination pratique des minéraux ; les autres sont principalement utiles pour décrire les échantillons.

I. **Caractères morphologiques et structuraux. Habitus.** — Bien que tout minéral qui cristallise n'ait qu'une forme cristalline caractéristique, cependant un cristal peut revêtir des formes diverses, dues à une croissance plus rapide dans une direction que dans une autre. Par

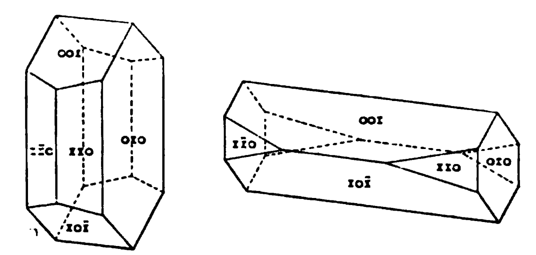


Fig. 385. — Les deux habitus de l'albite.

exemple, un cube de chlorate de potasse, cristallisant au fond d'un gobelet, croît plus rapidement dans une direction latérale que dans une verticale, et devient une tablette, tandis que, suspendu dans la solution, il croîtrait régulièrement et resterait un cube. La forme que le cristal présente à l'œil est appelée son *habitus*, et cet habitus est dû, non à la nature de la substance, mais aux conditions qui ont dominé pendant sa formation. Ce n'est donc pas un caractère constant, mais variable. Un cristal d'albite peut avoir l'une des deux formes de la figure 385, mais les *angles* entre les faces correspondantes sont les mêmes dans les deux.

Les minéralogistes distinguent les variétés suivantes d'habitus :

Tabulaire. — Quand une paire de faces parallèles est beaucoup plus large que les autres, comme dans la figure 387, on dit que le minéral cristallise en *tables* ou en *plaques ;* par exemple l'hématite (*iron glance*) du Cumberland.

Prismatique. — Quand le minéral est allongé suivant une direction, on dit qu'il cristallise en *prismes ;* exemple, la tourmaline qui a presque toujours un habitus prismatique. Quand un cristal prismatique est limité à un extrémité par des faces cristallines, on dit qu'il est *terminé ;* s'il en est ainsi pour ses deux extrémités, on dit qu'il est *doublement terminé*. Beaucoup de minéraux, tels que le quartz, sortent des côtés d'une veine ou d'une cavité sur laquelle ils sont attachés par un bout ; par suite les

cristaux doublement terminés de pareils minéraux sont comparativement rares.

Pyramidal. — Lorsque les faces prédominantes se rencontrent en une pointe ou en une paire de pointes opposées, on dit que le minéral



Fig. 386.

cristallise en *pyramides* ou en *bipyramides*. L'anatase a presque toujours l'habitus pyramidal; on distingue les différentes pyramides suivant la forme de leur base. L'anatase montre une pyramide à base carrée (fig. 118); le soufre une pyramide à base rhombique (fig. 142); le quartz a une base hexagonale (fig. 156). La whitérite est pseudo-hexagonale et a aussi une base hexagonale en apparence.

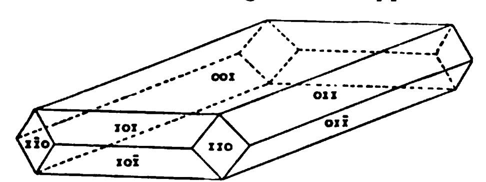


Fig. 387. — Barytine tabulaire.

Aciculaire. — Lorsque les cristaux sont longs et très minces, on dit que le minéral est *aciculaire* ou qu'il cristallise en *aiguilles ;* par exemple la scolécite de Bombay, ou la cérusite de Cornouailles (fig. 386).

Capillaire. — Quand les cristaux sont tellement fins qu'ils ressemblent à des fils fins ou à des cheveux, ils sont dits *capillaires ;* par exemple la millérite de Merthyr-Tydvil.

Les caractères précédents dépendent seulement des dimensions relatives des faces. Ils ne sont pas essentiels parce que le même miné-

ral peut se rencontrer dans un endroit en cristaux avec un certain habitus, et dans un autre avec un habitus tout à fait différent. Ainsi la barytine se rencontre généralement en cristaux tabulaires (fig. 387), mais celle de Betler, en Hongrie, est en prismes qui ont un aspect tellement différent qu'on les avait originalement décrits comme un minéral nouveau sous le nom de *wolnyne* (fig. 388).

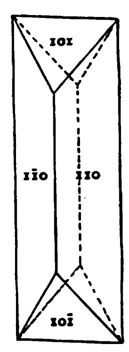
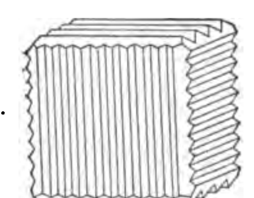


Fig. 388. — Barytine de Hongrie.

La cuprite cristallise souvent en cubes très parfaits, mais on la trouve aussi en cristaux capillaires (cubes allongés) qu'on regardait autrefois comme une variété distincte et qui avait reçu le nom de chalcotrichite.

Caractères superficiels des faces des cristaux. — On les distingue en *unis*, *rugueux et courbes*. Lorsque les cristaux sont unis, ils possèdent un poli et un brillant qu'on peut à peine


Fig. 389. — Combinaison oscillatoire.

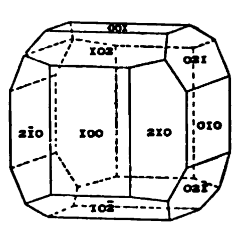


Fig. 390. — Pyrite.

imiter par un polissage artificiel, et ils reflètent des images parfaitement claires des objets éloignés. Cette propriété est utilisée pour la mesure des cristaux au moyen du goniomètre à réflexion page 117. Dans un cristal parfait, les faces sont à la fois planes et unies.

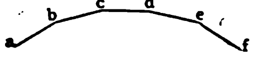


Fig. 391. — Succession de faces produisant une face courbe.


Fig. 392. — Gypse lenticulaire.

Les faces *drusiques* sont celles qui sont composées de cristaux minuscules en saillie, ainsi qu'on l'a décrit à la page 97 ; par exemple, la tétraédrite de la mine Hérodsfoot, Liskeard, Cornouailles, où l'état drusique est dû à un revêtement de chalcopyrite (voy. fig. 393).

Les faces *striées* sont marquées dans une ou plusieurs directions de

fines lignes ou sillons parallèles, ressemblant à des égratignures. Ces lignes sont appelées *stries ;* elles peuvent être dues à des mâcles répétées (1) comme dans l'albite (fig. 244, page 108) ; (2) à une répétition de minuscules faces cristallines, comme dans les pyrites (fig. 82, page 50) ; Dans la figure 389, le cristal est une répétition *oscillatoire* de {210} simulant la combinaison de la figure 390.

La *courbure* des faces n'est généralement pas due à une combinaison oscillatoire, mais à une succession progressive de faces voisines (fig. 391) ; ainsi si les angles entre les faces voisines successives *ab*, *bc*, *cd*, *de*, *ef*, sont suffisamment petits, *af* se rapprochera d'une surface courbe ; quand ceci est assez prononcé pour donner naissance à un cristal en forme de lentille, ce dernier est appelé *lenticulaire*. Beaucoup de cristaux de gypse de Montmartre, près Paris, sont lenticulaires.



Fig. 393. — Cristal drusique de fluorine.

Aggrégation des cristaux. — Lorsque deux ou plusieurs cristaux sont réunis, leur union peut être ou régulière — et dans ce cas elle est due à leur structure cristalline — ou irrégulière.



Fig. 394. — Cristaux radiants.

La conjonction régulière (qui a été décrite dans le chap. II, p. 97) est de deux espèces, croissance parallèle et mâcle. L'état drusique des faces d'un cristal est généralement dû à un revêtement de minuscules cristaux parallèles ; les stries et les angles rentrants sont souvent produits par des mâcles. La figure 393 représente un cristal drusique de fluorine, un octaèdre polysynthétique composé de cubes.

Les conjonctions irrégulières distinguées sous les noms de :

Radiantes, lorsque les cristaux divergent d'un centre. Elles sont généralement caractéristiques pour les cristaux prismatiques et aciculaires, par exemple wavellite (fig. 394).



Fig. 395. — Cristaux en rosette.

En rosettes, lorsqu'ils se recouvrent autour d'un centre à la manière des pétales d'une rose. Cette forme est caractéristique pour les cristaux tabulaires, par exemple, hématite du Saint-Gothard (fig. 395).

Réticulées, lorsque des systèmes de cristaux parallèles s'entrelacent et sont mariés ensemble ; la réticulation du rutile de Tavetsch en Suisse, connue sous le nom de *sagénite* de σαγήνη, un réseau, est due à des màcles (fig. 396).

Géodes. — Des cristaux, qui tapissent une cavité, constituent une géode. Ces cavités sont aussi appelées des *druses*. Les *pierres en pomme de terre* de Bristol sont des nodules creux de quartz tapissés de cristaux du même minéral (fig. 397). Les cavités dans les flints sont souvent tapissées de la même manière.

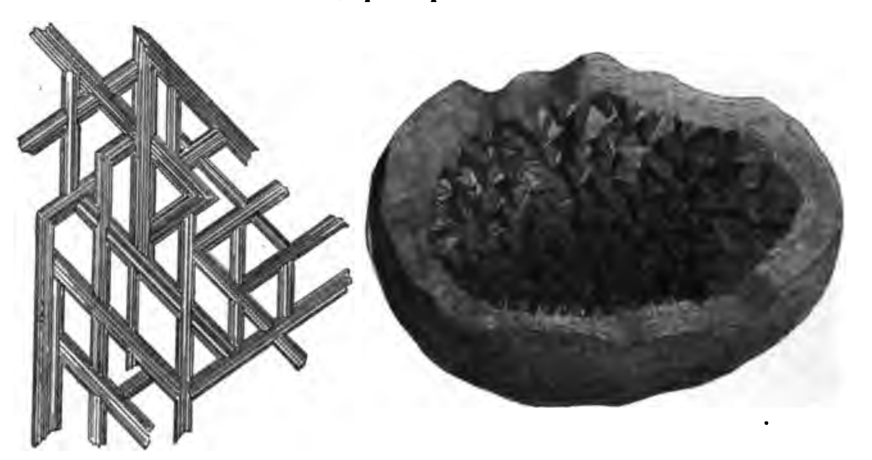


Fig. 396. — Cristaux réticulés.

Fig. 397. — Quartz en géode.

Forme et structure des aggrégats de cristaux. — La forme extérieure prise par des aggrégats cristallins, et leur structure interne, dépendent des formes et du mode d'aggrégation des cristaux constituants. Quelques-unes de ces formes et structures sont caractéristiques pour

certains minéraux et elles sont importantes en ce qu'elles indiquent dans quelques cas le mode suivant lequel les cristaux ont été formés.

Forme. — On emploie les termes suivants pour décrire les formes communes des concrétions minérales.

Dendritiques (branchées ou arborescentes), lorsque les cristaux constituants divergent les uns des autres et d'un tronc commun, de manière à ressembler à une fronde. Ceci est essentiellement dû à une structure



Fig. 398. — Cuivre dendritique.

cristalline (souvent à des mâcles); la manière dont les cristaux de glace forment des *figures de froid* sur le verre en est un exemple. Parmi les minéraux, des exemples communs sont le cuivre natif (fig. 398) et les formations de pyrolusite en forme de frondes qu'on trouve quelquefois dans le grès (fig. 399).

Mousseuses. — Forme semblable, dans laquelle les rameaux et les petites feuilles sont plus menus. Elle est aussi essentiellement cristalline. Des inclusions de chlorite donnent son nom à l'agate mousseuse (fig. 400).

Filiformes. — L'argent se rencontre occasionnellement en fils fins.

Globulaires. — Beaucoup de minéraux se trouvent en concrétions sphériques qui sont généralement dues ou bien au dépôt de couches successives autour d'un granule central, comme les tuniques d'un oignon, comme dans les pisolites de calcite ou d'aragonite (fig. 401), ou à une structure radiale, dans laquelle les cristaux s'irradient à partir d'un centre, comme dans la wavellite (fig. 394).

Nodulaires, lorsque le minéral se présente en morceaux irréguliers ou en nuggets.

Verruqueuses, ressemblant à des verrues.

Mamillaires, ressemblant aux mamelons des seins.

Réniformes, ou en forme de rognons. L'opale, *ménilite* de Ménilmontant près Paris en est un exemple typique.



Fig. 399 — Pyrolusite dendritique.

Coralloïdes, ressemblant comme forme au corail, par exemple, l'aragonite ou *flos ferri* d'Eisenerz en Styrie (fig. 402).

Botryoïdes, ressemblant à une grappe de raisins. La figure 403 représente un groupe botryoïde de dolomie ; mais le nom est souvent appliqué à toutes les formes arrondies comme celles de la figure 404 qui représente un échantillon d'hématite du Cumberland.

Amygdaloïdes, ou en forme d'amande. Les noyaux qui remplissent les vésicules de vapeur ou pores des roches volcaniques sont souvent dési-

gnées sous le nom d'*amygdales;* elles sont souvent creuses et tapissées de cristaux; la figure 405 représente une amygdale brisée.



Fig. 400. — Agate mousseuse.

Stalactitiques, ressemblant aux stalactites ou aux glaçons suspendus aux toits, et comme ces derniers, formés par des solutions qui coulent

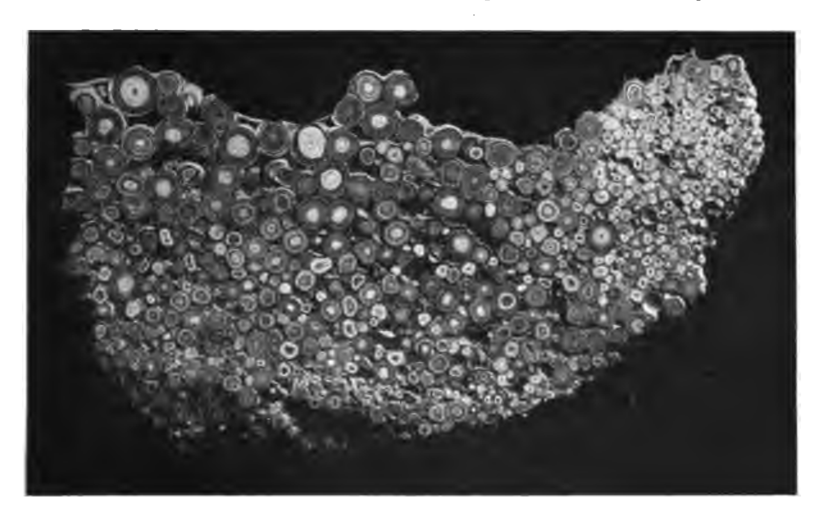


Fig. 401. — Pisolite (Coupe).

goutte à goutte; généralement cylindriques et composés de cristaux qui s'irradient perpendiculairement à partir de la ligne centrale ou axe (fig. 406).

Structure. — Pour décrire les variétés de structure interne, qui accom-



Fig. 402. — Flos Ferri.

pagnent les formes précédentes des aggrégats cristallins, on emploie les termes suivants :

Laminaires (ou lamellaire), quand les cristaux constituants ou aggré-



Fig. 403. — Dolomie botryoïde.

gats sont parallèles tabulaires et parallèles les uns aux autres. On emploie aussi souvent les termes *micacés* et foliacés.

Colonnaires, quand les cristaux constituants ou aggrégats sont prismatiques et parallèles les uns aux autres.

Fibreuses, quand les cristaux constituants ou aggrégats sont circulaires ou capillaires.



Fig. 404. — Hématite botryoïde.

Granulaires, quand ils sont composés de grains ou de petits cristaux à formes irrégulières.

Massives, quand on ne peut pas distinguer à l'œil les contours des cristaux constituants.

Compactes, quand les cristaux constituants sont complètement invisibles à l'œil.

Curvilaminaires, quand ils sont composés de couches courbes.

Poudreuses, quand ils sont composés de cristaux minuscules ou de grains qui ne sont pas cohérents.



Fig. 405. — Amygdale.

Minéraux amorphes. — Les minéraux amorphes sont de deux sortes : *vitreux* ou *terreux*.

Quand ils sont vitreux, ce sont des masses uniformes sans structure visible, et dépourvus de toute forme ou structure cristalline. Quand ils sont terreux, ils se composent de particules cohérentes ou faiblement cohérentes, qui ne sont pas cristallines.

Les minéraux amorphes peuvent prendre les diverses formes décrites

ci-dessus sous les noms de globulaires, nodulaires, verruqueuses, mamillaires, réniformes, coraloïdes, botryoïdes, amygdaloïdes. Néanmoins, comme ils sont dépourvus de forme cristalline, la définition d'une espèce qu'on sait ne rencontrer que dans la condition amorphe ne peut jamais être regardée comme complète. L'opale qu'on n'a jamais trouvée en cristaux est un exemple d'un minéral vraiment amorphe (silice colloïde).



Fig. 406.
Stalactite.

2. Caractères dépendant de la cohésion. Élasticité, etc. — Un minéral, dans lequel les particules constituantes sont cohérentes, oppose une résistance à toute force qui tend à modifier les positions *relatives* des particules. Si la cohésion est suffisante pour empêcher une déformation permanente, les particules reviennent à leurs positions originales, quand la force est enlevée, et le minéral est dit *élastique*. Une pareille substance peut dans une certaine mesure être ployée sans se briser et reviendra à sa forme primitive. Un exemple typique parmi les minéraux est le mica, dont les plaques et feuilles minces obtenues par le clivage sont extrêmement élastiques.

L'élasticité, mesurée par l'allongement ou la compression déterminée dans une barre de dimensions connues sous l'action d'un poids connu, est, comme nous l'avons vu, un caractère de mesure exacte et d'importance théorique considérable ; mais il a peu de valeur dans la détermination pratique et la description des aggrégats cristallins et des minéraux en général.

Lorsque la cohésion n'est pas suffisante pour ramener la forme originale, la substance reste ployée et est dite *pliable*. Le talc, qui en feuilles minces peut quelquefois être confondu avec le mica, est un exemple d'un minéral pliable, par opposition à un minéral élastique. La pliabilité des *aggrégats minéraux* est quelquefois due à l'entrelacement de leurs particules. Le grès flexible de Delhi se compose entièrement de grains anguleux de quartz, qui entrent à queue d'hironde les uns dans les autres, de manière qu'il y ait un léger jeu entre les particules. En raison de cette structure, des plaques et des dalles du grès de Delhi peuvent être ployées d'une manière extraordinaire sans se briser.

Lorsque les particules d'un minéral sont susceptibles de se mouvoir les unes sur les autres sur une étendue considérable sans perdre leur cohésion, on dit que le minéral est :

Sectile, quand on peut le couper avec un couteau sans le briser.

Malléable, quand il peut être aplati par la pression ou par un coup de marteau.

Ductile, quand il peut être étiré en bandes ou en fils.

Quelques-uns des métaux natifs sont malléables et ductiles; tout naturellement ils sont aussi sectiles; toute substance ductile est aussi malléable.

Les seuls minéraux communs sectiles sont les suivants :

Éléments. — *Graphite*, *bismuth*, *cuivre*, *argent*, *or*, *platine*.

Sulfures. — *Chacolsine*, *stromeyerite*, *argentite*, *dyscrase*, *molybdénite*, *orpiment*, *tétradymite*.

Oxydes. — *Sénarmontite*, *arsénolite*.

Haloïdes. — *Cérargyrite*.

Lorsque les molécules sont libres de se déplacer les unes sur les autres sur une distance quelconque, le minéral est dit *liquide*, comme l'eau ou le mercure.

Frangibilité. — Lorsque la force appliquée est suffisamment grande, la cohésion est vaincue, les particules sont finalement séparées et le minéral est fracturé.

La frangibilité d'une manière quelconque se mesure en déterminant l'effort de rupture, ou le poids nécessaire pour briser une barre de dimensions données. En minéralogie elle n'a d'importance que comme quantité déterminative qu'on estime, mais qu'on ne mesure pas.

Ainsi la *ténacité* ou degré de frangibilité est distinguée par les épithètes suivantes :

Fragile, *tenace*, *tendre*, *friable*.

La *fracture*, ou la nature de la cassure, est distinguée comme :

Conchoïdale, quand elle est courbée comme une coquille; exemple, le quartz.

Sub-conchoïdale, quand elle est légèrement conchoïdale ; exemple, des cristaux d'hématite.

Inégale; exemple, la tourmaline.

Égale; exemple, la chalcédoïne.

Esquilleuse, quand elle est comme la surface du bois brisé; elle est spécialement caractéristique des minéraux à structure fibreuse; exemple, le jade.

Hachée, quand elle est entaillée et rugueuse. Elle est spécialement caractéristique pour certains métaux, et est due à leur structure cristalline granulaire; exemple, le cuivre.

Les cristaux et les aggrégats cristallins montrent tous les deux ces variétés de fracture, mais les cristaux possèdent aussi la propriété du clivage plan, qui a été décrite plus haut. La fracture est difficile à obtenir dans des cristaux comme la calcite, qui possèdent un clivage facile, parce que les cristaux se clivent généralement, mais ne veulent pas se briser d'une autre manière.

La figure 407 représente la fracture conchoïdale de la calcite.



Fig. 407. — Calcite montrant sa cassure conchoïdale et ses clivages.

Séparation et clivage. — Les *cristaux* de quelques minéraux se séparent le long de surfaces planes, qui ne sont pas de vrais plans de clivage, car le cristal ne peut être clivé en aucune partie de manière à donner des plaques très minces, mais seulement à de certains intervalles. Cette séparation ou *départ*, comme on l'appelle, se produit probablement le long des plans de glissement ou de mâcles secondaires (p. 110). Par exemple la magnétite possède une séparation octaédrale, mais pas de clivage.

Dureté. — Lorsqu'on frotte l'un contre l'autre des morceaux de deux substances, on trouve généralement que l'un raye l'autre sans être lui-même rayé. On dit qu'il est le plus dur des deux. La dureté s'essaye au mieux en tirant le coin aigu d'une substance sur une face unie de l'autre. La rayure qui se produit est une ligne le long de laquelle les particules ont été déplacées jusqu'à ce que leur cohésion soit vaincue. Ainsi la dureté dépend du degré de cohésion. Ce caractère a une valeur considérable dans la détermination des minéraux.

A cet effet Mohs à imaginé à l'usage des minéralogistes une « échelle de dureté comparative », qui est la suivante :

Échelle de dureté de Mohs.

1. Talc.	6. Orthose.
2. Gypse ou sel de roche.	7. Quartz.
3. Calcite.	8. Topaze.
4. Fluorine.	9. Corindon.
5. Apatite	10. Diamant.

La dureté d'un minéral s'estime par sa capacité de rayer ou d'être rayé par un minéral de la précédente liste.

On dit qu'un minéral qui peut rayer la fluorine, mais pas l'apatite, a une dureté comprise entre 4 et 5.

La dureté estimée de cette manière n'est rien de plus qu'une estimation grossière et n'est nullement une quantité qui puisse être mesurée exactement ; cependant dans des mains expérimentées, elle devient un aide de grande valeur pour la détermination des espèces minérales, car beaucoup de minéraux qui se ressemblent étroitement en apparence diffèrent énormément dans leur dureté. Par exemple, les pyrites de cuivre (D = 3 1/2 à 4) peuvent se distinguer facilement des pyrites de fer (D = 6 à 6 1/2), car les dernières ne peuvent être rayées qu'avec difficulté par un couteau, tandis que les premières cèdent facilement. De même le béryl et l'apatite sont facilement pris l'un pour l'autre par leurs apparences, mais le béril a une dureté de près de 8, tandis que celle de l'apatite n'est que de 5.

Quand d'autres moyens de détermination font défaut, et même quand on ne dispose pas, pour faire les comparaisons, de minéraux appartenant à l'échelle ci-dessus, le degré de facilité avec lequel un minéral peut être rayé par le couteau est souvent d'une extrême utilité.

Les minéraux dont la dureté n'est pas plus grande que 2 sont rayés par l'ongle du doigt ; ceux de dureté supérieure à 6 ne sont plus rayés par le couteau. Dans beaucoup de classes de minéraux, les composés d'argent, cuivre, mercure et plomb sont relativement tendres ; ceux de fer, nickel, et colbalt sont relativement durs. Des minéraux tels que le corindon, qui, bien que n'étant pas des composés des métaux pesants, possèdent un poids spécifique élevé, possèdent aussi une grande dureté. La dureté d'un aggrégat minéral est généralement moindre que celle du minéral cristallisé lui-même.

La valeur déterminative de la dureté se trouve diminuée par ce fait que, comme tous les autres caractères qui se rapportent à une direction, elle est différente pour des directions différentes sur le même cristal, et elle est spécialement peu élevée le long des directions de clivage ;

néanmoins ces variations sont faibles et, généralement parlant, bien en dessous des intervalles entre les nombres successifs de l'échelle de dureté. Cependant, dans le disthène, la dureté est 7 sur la face (010) et seulement 4 suivant une direction de la face (100).

Caractères optiques. — Lorsque la lumière tombe sur un minéral, elle est en partie réfléchie par sa surface et en partie réfractée dans son intérieur. Une partie de la lumière réfractée est réfléchie dans le minéral et émerge de nouveau pour se mélanger avec celle qui est réfléchie sur la surface, une partie est absorbée ; et dans les minéraux transparents, une partie est transmise au travers et émerge de l'autre côté.

Les caractères optiques superficiels sont dus (lustre et couleur) à l'intensité et à la nature de la lumière réfléchie, et de celle qui pénètre seulement à une petite profondeur dans le cristal ; certains autres caractères (transparence et fluorescence) sont dus à l'intensité et à la nature de la lumière transmise, ou de celle qui pénètre plus avant dans le cristal. Les lumières réfléchie et réfractée deviennent toutes les deux partiellement polarisées.

Lustre. — L'intensité et la nature de la lumière réfléchie sont englobées sous le terme de « lustre » et suivant ses divers degrés d'intensité on lui accole diverses épithètes ; il dépend dans une large mesure de la nature de la surface, le plus brillant étant produit par des surfaces très unies et très opaques. C'est ce que montrent quelques-uns des minéraux les plus opaques, particulièrement sur des faces cristallines planes ou sur une fracture unie.

La nature de la lumière réfléchie donne naissance à certaines apparences superficielles caractéristiques, auxquelles le terme de lustre s'applique plus particulièrement, celui-ci est tout au moins dû en partie à la structure du minéral.

On distingue le lustre comme :

Métallique. — Semblable à la surface d'un métal poli ; particulier pour certains minéraux opaques ; exemple, la galène.

Adamantin. — Se rapprochant de près du métallique, mais caractéristique pour certains minéraux qui sont transparents, ou partiellement ; exemple, la cérusite.

Résineux. — Semblable à la surface de la résine cassée ; exemple, la pyromorphite.

Vitreux. — Semblable à la surface du verre cassé ; exemple, le quartz.

Cireux. — Semblable à la surface de la cire ; exemple, la chalcédoïne.

Perlé, semblable à la nacre ; généralement accompagné d'une structure laminaire ; exemple, le talc.

Soyeux. — Généralement caractéristique d'une structure fibreuse ; exemple, le gypse.

On distingue quelquefois des variétés intermédiaires telles que sub-métallique, adamantin-métallique, perlé métallique, etc.

Le lustre métallique est à peu près limité aux métaux et à leurs composés avec le soufre, l'arsenic, l'antimoine et le bismuth ; celui-ci et le lustre adamantin sont caractéristiques pour les minéraux à indice de réfraction très élevé, plus grand que 2. Ainsi l'indice de réfraction du diamant est 2,27 ; celui de la blende, 2,37 ; de la cuprite, 2,85 ; et tous ces minéraux ont un lustre adamantin. Beaucoup de composés du plomb montrent une tendance au lustre résineux.

Diaphanéité. — Si l'on voit clairement mes objets à travers un minéral, il est dit *transparent* ; si la lumière pénètre, mais d'une manière insuffisante pour permettre de voir les objets, le minéral est dit *translucide* ; les degrés intermédiaires de transparence sont distingués sous les noms de demi-transparents et de demi-translucides ; les autres sont *opaques*. mais beaucoup d'entre eux sont faiblement translucides en coupes très minces.

Pouvoir réfractif. — Beaucoup des caractères superficiels des minéraux, soit cristaux, soit aggrégats, dépendent de leur pouvoir réfractif. Dans le chapitre VII, nous avons considéré la détermination exacte de l'indice de réfraction et son importance.

Il sera seulement nécessaire ici de mentionner les moyens de l'estimer approximativement, et quelques-uns des caractères qui varient avec lui.

En regardant un morceau de verre pur, il est facile de voir la surface du verre ; c'est parce que la surface est en contact avec l'air. Immergeons le verre dans l'eau, qui a plus approximativement le même pouvoir réfractif, et sa surface ressortira avec moins de clarté, de « relief » ; immergeons-le dans un liquide ayant exactement le même indice de réfraction que lui, et il deviendra invisible.

C'est sur ce principe qu'est basée une méthode très commode pour déterminer approximativement l'indice de réfraction d'un minéral : on immerge un petit fragment dans divers liquides d'indice de réfraction connu ; celui dans lequel sa surface n'est presque plus visible à un indice de réfraction le plus voisin du sien propre.

De même il y a une curieuse différence dans l'apparence d'une surface rugueuse immergée, suivant que l'indice de réfraction du liquide est plus ou moins semblable à celui du minéral qu'il renferme. Si le minéral a un indice égal à celui du liquide, peu ou pas de la lumière tombant d'en haut ne sera réfléchie, et l'irrégularité de la surface ne sera pas visible ; mais si le minéral a un indice différent de celui du liquide, une certaine quantité de la lumière incidente sur la surface sera réfléchie et la rugosité restera visible. De cette manière il est facile de voir si l'indice d'un minéral ordinaire, monté comme d'habitude dans du baume de Canada, est ou non à peu près égal à celui du baume de Canada, soit 1,536. Ainsi une coupe d'olivine ($\mu = 1{,}697$) montée dans le baume de Canada, paraît tout à fait rugueuse, avec toute l'irrégularité due à l'usure ; tandis qu'une coupe d'orthose ($\mu = 1{,}526$) paraît parfaitement polie ; et ceci donne un moyen commode de faire la distinction entre les deux minéraux dans une coupe de roche placée sous le microscope.

Quelques-uns des liquides convenables pour cet objet sont :

Eau	$\mu = 1{,}34$	Huile d'anis	$\mu = 1{,}58$
Alcool.	1,36	— d'amandes. . . .	1,60
Glycérine	1,41	— de cassia	1,63
Huile d'olive.	1,47	Monobromonaphthalène	1,65
— de noix	1,50	Iodure de méthylène. .	1,75
— de giroflée. . . .	1,54		

Ce qui suit constitue un emploi quelque peu semblable d'un milieu solide.

Dans une coupe d'une roche ignée, comme le granite, deux minéraux, tels que le quartz et un feldspath peuvent être en contact l'un avec l'autre ; on connaît l'indice de réfraction de l'un d'eux (le quartz) et celui de l'autre est inconnu. Examinons la jonction entre les minéraux avec un faible grossissement sous le microscope ; et supposons qu'on ait d'abord réduit le cône de lumière venant du condenseur en dessous de la platine, soit en employant un diaphragme iris, ou en abaissant le condenseur lui-même ; la ligne de contact sera alors très clairement visible, si les deux minéraux diffèrent dans leur pouvoir réfractif (fig. 408). La jonction sera encore plus prononcée si l'on élève légèrement l'objectif, car on verra



Fig. 408.

alors une bande brillante de lumière le long de la ligne de séparation, et justement en dedans du minéral le plus réfringent. Cet effet, qu'il soit dû à la réflexion totale ou à la diffraction, permet à l'observateur de découvrir de très faibles différences d'indice de réfraction, si le contact est suffisamment bien défini. Les indices du quartz se trouvent entre ceux de l'albite et de l'anorthite, en sorte qu'il est possible par cette méthode de reconnaître approximativement l'indice de réfraction et, par suite, la nature d'un plagioclase (c'est-à-dire d'un feldspath sodico-calcique) dans une roche où il est en contact avec du quartz.

Dispersion. — La lumière qui pénètre dans un minéral transparent est réfractée d'une manière différente suivant sa couleur, les rayons bleus étant réfractés plus que les jaunes, et les rayons jaunes plus que les rouges.

Par suite un faisceau de lumière blanche se sépare en les divers faisceaux colorés, et ces derniers peuvent diverger largement. Ce caractère donne naissance au « feu » que montrent certaines pierres précieuses. Une pierre ayant un fort pouvoir dispersif convertit la lumière blanche incidente en un faisceau de lumières colorées, tandis qu'une pierre de faible pouvoir dispersif n'émet pratiquement que de la lumière blanche.

La dispersion est ordinairement mesurée par la différence entre les indices de réfraction des rayons violets et rouges.

	VIOLET	ROUGE	DISPERSION
Ainsi pour le diamant	2,465	2,402	0,063
— — cristal de roche	1,564	1,539	0,025
— — spath fluor	1,437	1,431	0,006

Le pouvoir dispersif élevé du diamant ajoute beaucoup à sa valeur comme pierre précieuse ; la dispersion moindre du cristal de roche le rend propre pour les lunettes, etc. ; et la très basse dispersion de la fluorine a conduit à son emploi pour les lentilles apochromatiques des microscopes.

Couleur. — La couleur superficielle des minéraux est de deux espèces, puisqu'elle est due : 1° à des causes physiques, c'est-à-dire à l'interférence comme la couleur de la nacre ; 2° à des causes chimiques, c'est-à-dire soit à la composition chimique du minéral par lui-même, soit à la matière colorante qu'il contient.

Dans le premier cas, la couleur variera avec la direction suivant laquelle la surface est regardée.

Couleur due à des causes physiques. — Comme on l'a expliqué à la page 142, lorsque deux plaques unies de verre sont pressées l'une contre l'autre, il apparaît entre elles des bandes brillantes de couleurs, dues à la réflexion interne par la couche d'air qui intervient entre elles. On voit souvent des couleurs semblables sur des craquelures ou des fentes dans le verre ou les minéraux transparents.

Cette interférence de la lumière réfléchie joue un rôle important dans quelques-unes des propriétés optiques des minéraux qui ont une structure finement laminaire, ou de ceux qui renferment des plaques ou des baguettes très minces d'autres minéraux.

Pour décrire de pareils effets, on emploie les termes suivants :

Le *jeu de couleurs* signifie les éclats irréguliers et mouvants de couleur comme ceux qui donnent à l'opale sa beauté particulière.

Le *changement de couleurs* signifie la propriété de présenter des couleurs différentes en lumière réfléchie, quand on regarde suivant des directions différentes, comme le font les surfaces unies du labrador ; dans ce minéral il peut être dû en partie à une structure finement laminaire et en partie à des inclusions.

L'*iridescence* indique les larges bandes de couleur dues à la présence dans le minéral de minces plaques courbes (souvent d'air dans des fentes) d'épaisseur variable, qui donnent naissance à une série de teintes différentes.

L'*opalescence* est une apparence laiteuse particulière observée dans l'intérieur de quelques minéraux, notamment dans les variétés translucides d'opale. Dans l' « œil de chat » elle prend la forme d'une seule bande de lumière opalescente traversant le minéral suivant une direction et semble due à une structure fibreuse.

Le *terni* est une iridescence superficielle produite par le dépôt sur la surface du minéral d'une fine couche de quelque produit de décomposition (souvent un oxyde) qui donne naissance aux couleurs des plaques minces.

Parmi les minéraux, la chalcopyrite en est un exemple remarquable, et les superbes échantillons ternis de ce minéral sont habituellement connus sous le nom de « cuivre paon ».

Couleur due à des causes chimiques. — Les noms de couleurs généralement employés par les minéralogistes sont ceux qui ont été fixés par Werner dans la seconde moitié du XVIIIe siècle. Dans cette échelle de couleurs, on fait une distinction entre les couleurs des minéraux opaques à lustre métallique et celles des autres minéraux. L'échelle de couleurs avec leurs diverses « nuances » est la suivante :

Couleurs métalliques.

Rouge — rouge de cuivre;
Jaune — jaune de bronze, de laiton, d'or ;
Brun — brun de similior;
Blanc — blanc d'argent, d'étain;
Gris — gris de plomb, d'acier;
Noir — noir de fer.

Couleurs non métalliques.

Blanc — de neige, rougeâtre, jaunâtre, grisâtre, bleuâtre, de lait.

Gris — bleuâtre, de perle, rougeâtre, de fumée, verdâtre, jaunâtre, de cendre.

Noir — grisâtre, de velours, verdâtre, brunâtre, rougeâtre, bleuâtre.

Bleu — noirâtre, d'azur, violet, de lavande, de prune, de prusse, de smalt, d'indigo, de canard, de ciel.

Vert — vert-de-gris, céladon, de montagne, de poireau, d'émeraude, de pomme, d'herbe, pistache, d'asperge, noirâtre, d'olive, d'huile, de bruant.

Jaune — de souffre, de paille, de cire, de miel, de citron, d'ocre, de vin, de crème, de laurier, de pois, d'orange.

Rouge — aurore, hyacinthe, de brique, écarlate, de sang, de chair, de carmin, de cochenille, de rose, pourpre, fleur de pêcher, gorge de pigeon, de cerise, brunâtre.

Brun — rougeâtre, de giroflée, marron, jaunâtre, de bois, de foie, noirâtre.

Excepté dans le cas d'un petit nombre de minéraux, la couleur est un caractère de peu de valeur pour la distinction des espèces, puisque la plupart des minéraux doivent leur couleur à une trace de quelque impureté qui n'est pas essentielle pour le minéral, ou à des intermélanges isomorphes de divers composés.

Par exemple, le spath fluor, qui est incolore à l'état de pureté, est le plus souvent teinté en diverses nuances de vert, de bleu ou de jaune, quelquefois de rouge, et un seul et même échantillon, souvent même le même cristal, peut être divisé en bandes par des couches de diverses couleurs. De plus, un minéral en couches minces, examiné principalement à la lumière transmise, peut présenter une couleur très différente de celle qu'il a en masse, quand on l'examine surtout à la lumière réfléchie ou dispersée; par exemple, la blende noire paraît brune ou

même jaune en fragments minces ; et la couleur des fragments minces du même minéral peut varier largement en raison des absorptions relatives différentes pour des épaisseurs différentes de la substance. L'échelle ci-dessus est plus utile pour décrire les différences de couleur que pour définir un caractère constant des minéraux; mais comme l'appréciation des couleurs varie pour différentes personnes, l'échelle a peu d'usages pratiques, excepté quand elle se rapporte à une série typique de minéraux comme celles qui sont exhibées dans beaucoup de grandes collections de minéraux.

Dans son *Internationale Farben-Skala*, Radde a essayé de définir les couleurs au moyen d'une série typique de pigments ; les minéralogistes s'y reportent quelquefois.

Trait. — Un mode d'opérer qui donne une réelle valeur à la couleur pour la détermination des échantillons, consiste à observer la couleur, non pas du minéral, tel qu'il se rencontre ordinairement, mais de la poussière, de sorte qu'on élimine toute variation due à la structure ou à l'épaisseur. La couleur de la poussière ou le « trait » est un caractère d'une certaine constance. On faisait antérieurement une distinction entre le « trait », terme employé pour désigner la couleur de la rayure faite sur un minéral par l'arête d'une substance plus dure, et la « couleur de la poudre » vue sur une surface blanche ; dans ce sens le trait était tout simplement la couleur de la poudre vue sur le minéral lui-même. La seule méthode systématique d'observer le trait consiste à gratter un peu de poussière ou un petit fragment du minéral et à l'écraser et l'aplatir avec la lame d'un canif sur une feuille de papier blanc, ou mieux sur une plaque de porcelaine non vernie. Un minéral tendre peut être frotté directement sur la porcelaine. Le trait ainsi obtenu est quelquefois très différent de la couleur du minéral et présente un caractère plus constant que cette dernière.

Le trait en particulier a de la valeur pour faire la distinction entre des minéraux opaques, pour lesquels d'autres méthodes optiques ne sont pas applicables et qui sont trop pesants pour être traités par les liquides pesants. Ainsi les pyrites de fer et de cuivre sont quelquefois semblables en apparence, mais le trait des premières est beaucoup plus clair que celui des dernières et ce caractère, combiné avec la dureté, est tout à fait suffisant pour faire la distinction entre les deux espèces.

Phosphorescence. — Certains minéraux deviennent lumineux bien

au-dessous de la température du rouge, soit par frottement, par chaleur, par exposition préalable à la lumière ou par actions chimiques ; de pareils minéraux sont dits phosphorescents. Le diamant et quelques variétés de fluorine, exposés à la lumière du soleil et portés dans une chambre noire, paraissent fortement lumineux ; le quartz devient lumineux par frottement avec le quartz ; le mica émet des éclats de lumière quand on le clive ; le même phénomène s'observe dans le chlorate de potassium durant sa cristallisation ; et quelques variétés de fluorine sont phosphorescentes quand on les porte à une température inférieure à celle de l'eau bouillante.

Cette propriété était connue pour le diamant depuis des temps immémoriaux ; et au commencement du XVII[e] siècle, Cascariolo de Bologne découvrit que la barytine devient phosphorescente après avoir été chauffée avec du charbon (à cause de la formation de sulfure de baryum, comme cela est bien connu).

La phosphorescence se montre de la manière la plus belle quand on enferme la substance dans un tube à vide et qu'on l'expose à la décharge électrique d'une bobine de Ruhmkorff ; ce procédé permet de faire émettre une lumière brillante par le diamant, la blende et autres minéraux phosphorescents.

La couleur émise par un minéral phosphorescent, qui a été par exemple exposé à la lumière solaire, varie avec la nature du minéral et aussi avec la température à laquelle on fait l'observation. Mais l'effet est toujours temporaire ; après quelques heures (dans le cas du sulfure de calcium), quelques minutes ou quelques secondes (comme dans le cas de l'aragonite), la substance cesse de briller, jusqu'à ce qu'elle ait été soumise de nouveau à l'influence qui excite la phosphorescence.

La propriété de phosphorescence consiste donc en le pouvoir qu'ont certaines substances de transformer l'énergie, qui leur a été communiquée par l'une ou l'autre des méthodes ci-dessus, en radiations visibles, et de continuer à le faire après que l'agent excitateur a cessé d'agir.

On trouve toujours que, si cette énergie a été communiquée sous forme de rayons lumineux, les rayons émis ont une plus grande longueur d'onde que celles qu'ils ont reçue.

Fluorescence. — La propriété connue sous le nom de fluorescence a les mêmes caractères généraux.

Certains cristaux de fluorine, examinés au soleil, possèdent une apparence particulière, laiteuse ou nébuleuse, qui ne s'étend qu'à une petite profondeur en dessous de la surface, et diffusent une lumière

bleuâtre ou verdâtre de cette couche superficielle ; même les rayons ultra-violets et ceux non lumineux du spectre solaire sont capables d'exciter la fluorescence dans de pareils cristaux.

Ici encore les rayons reçus par le minéral sont transformés dans sa substance et sont émis sous forme de lumière diffusée de plus grande longueur d'onde aussi longtemps que le minéral est éclairé.

Comme résultat de cette propriété la lumière transmise par un minéral fluorescent est d'une couleur différente de celle qui est diffusée par sa surface. Quelques-unes des fluorines pourpres du nord de l'Angleterre paraissent vertes quand on les examine en lumière transmise.

On sait peu de chose sur la cause de cet effet. Dans l'ambre fluorescent de Sicile, on dit qu'il est relié à la présence d'un nombre considérable de cavités microscopiques.

4. **Autres caractères. Magnétisme.** — Excepté en tant qu'il est étudié dans ses rapports avec la symétrie des cristaux, le magnétisme n'est pas une propriété de grande importance théorique ou pratique en minéralogie, car très peu de minéraux la possèdent d'une manière marquée. La magnétite, qui était antérieurement connue sous le nom de pierre d'aimant, et dans laquelle le caractère magnétique a été originalement découvert, est le seul minéral qui présente le magnétisme « polaire » à un certain degré. Des morceaux de magnétite ont fréquemment un pôle nord et un pôle sud, un qui repousse et l'autre qui attire le pôle nord d'une aiguille aimantée ; cette propriété n'appartient qu'à un bien moindre degré à quelques autres minéraux, tels que le pyrrhotine et le platine. Le magnétisme ordinaire, qui est la propriété d'attirer l'un à l'autre pôle de l'aiguille, ou d'être attiré, comme le fer, par l'un et l'autre pôle d'un aimant puissant, est une propriété de plusieurs minéraux contenant du fer ; beaucoup de minéraux ferrifères, qui ne sont pas magnétiques, peuvent le devenir par fusion, par suite de la formation d'oxyde magnétique, de sorte que cette propriété a aussi de l'importance dans l'examen des minéraux au chalumeau.

Électricité. — Comme les autres substances, les minéraux deviennent électrisés par frottement ; parmi ceux qui sont non conducteurs, et sur lesquels cette propriété peut en conséquence être observée sans les isoler, on peut signaler le quartz, qui devient électrisé positivement, et le soufre, qui devient électrisé négativement, par friction avec des substances telles que le drap ou la laine.

Les minéraux qui sont bons conducteurs de l'électricité sont les

métaux, et beaucoup des minéraux possédant le lustre métallique.

Lorsque deux minéraux différents, tous deux conducteurs de l'électricité, sont placés en contact et font partie d'un circuit conducteur, et qu'ils sont chauffés ou refroidis à la surface de contact, un courant thermo-électrique passe de l'un à l'autre ; cette propriété, qui est très marquée, quand les deux substances choisies sont l'antimoine et le bismuth, est importante comme cause possible de courants, qui peuvent circuler dans les veines métalliques et donner naissance à la décomposition et la recomposition des minéraux.

Pour la thermo-électricité des pyrites, voir page 386.

CHAPITRE II

DÉTERMINATION DES MINÉRAUX

Pour déterminer avec certitude la nature d'un minéral et pour fixer sa place dans le système, si c'est un composé nouveau, il n'y a rien de satisfaisant qu'une analyse quantitative complète, combinée avec une mesure des angles du cristal et des constantes physiques.

Cependant en général le spécimen qu'on examine appartient à une espèce connue, dont les propriétés ont été plus ou moins complètement déterminées, et il est seulement nécessaire de savoir à laquelle des espèces connues l'on doit le rapporter.

A cet effet il suffit en général de prouver qu'il correspond à quelque minéral bien déterminé à la fois par ses réactions chimiques et par sa forme cristalline. Pour déterminer la forme cristalline avec certitude, il faut aussi examiner quelques-unes des propriétés physiques, et en particulier, si possible, les caractères optiques en lumière parallèle et convergente; et même si l'on ne peut pas mesurer les cristaux, les caractères optiques en eux-mêmes sont souvent décisifs. La preuve confirmative qui a le plus de valeur est fournie par le poids spécifique.

Pour employer aussi peu de la matière que possible, il est extrêmement recommandable d'appliquer d'abord les essais physiques, parce qu'ils n'entraînent pour ainsi dire pas de destruction du minéral.

Pour la même raison, quand on procède subséquemment aux essais chimiques, le premier doit être celui qu'on peut effectuer au chalumeau, et au moyen des réactions sur une échelle minuscule examinées au microscope.

Il est de plus extrêmement important que les caractères chimiques soient déterminés sur la *matière même* qui a servi à l'examen physique; si l'on n'opère pas ainsi, il n'y a pas de certitude que les deux séries de propriétés se rapportent réellement à la même substance.

1. **Examen physique**. — L'aspect extérieur d'un échantillon a peu de valeur comme aide pour sa détermination à moins que l'on n'ait acquis

une longue expérience des minéraux. Il n'y a qu'un seul cas où l'apparence d'un minéral puisse réellement être utile : s'il possède un lustre métallique, il est probablement ou un métal, ou il appartient à la classe des minéraux métalliques, c'est-à-dire aux sulfures (comprenant les arséniures et les séléniures) ou aux sulfarsénites (comprenant les sulfantimonites et les sulfobismuthites). C'est un guide utile et un grand secours dans la minéralogie déterminative. La grande classe des silicates a, pour la plus grande partie, un lustre vitreux ; il en est de même pour beaucoup des carbonates et des sulfates.

Les minéraux métalliques sont ordinairement presque opaques, par suite l'examen optique est généralement impossible pour eux ; mais il faut noter le trait et alors leur appliquer de suite les essais chimiques (particulièrement la réduction sur le charbon).

Mais si un minéral est transparent, il doit, avant toute autre chose, être examiné au microscope polarisant de la manière suivante : Un petit fragment, ayant été placé dans une goutte d'huile ou d'eau sur une plaque de verre, on le broie avec la lame d'un couteau ; ceci donne immédiatement une idée de : 1° la dureté du minéral ; 2° de son clivage ; et la goutte de liquide empêche qu'aucun des fragments ne s'échappe pendant la fracture. Examinée au microscope, la clarté de contour et la visibilité de la surface indiquera si le fragment a un indice de réfraction voisin de celui du liquide ou s'il en diffère beaucoup.

On insère alors le polariseur et l'on note la présence ou l'absence de dichroïsme.

On introduit alors l'analyseur, en prenant garde que les nicols soient croisés, et l'on voit de suite si le minéral est isotrope ou non. S'il possède de la biréfringence, il faudra mesurer les angles d'extinction des plaques de clivage ou des faces cristallines (si elles sont assez grandes et assez caractéristiques pour être identifiées). A cet effet, on devra retourner les cristaux ou les fragments de clivage dans la goutte et les regarder suivant différentes directions. La compensation avec le coin de quartz donnera une certaine mesure de la biréfringence, et, si les cristaux sont des aiguilles, montrera (comme on l'a décrit à la page 208) s'ils sont allongés dans la direction positive ou négative ; c'est-à-dire si l'axe de l'aiguille est la direction de vibration correspondant au plus grand ou au plus petit indice de réfraction.

Finalement, les fragments immergés dans une goutte d'huile devront être examinés en lumière convergente avec un objectif à immersion, et l'on observera les phénomènes d'interférence. Il sera généralement

nécessaire de rechercher parmi les fragments un qui montre le ou les axes optiques et de le retourner avec la pointe d'une aiguille pour le mettre dans une position appropriée. Pour cet objet, on trouvera que l'huile visqueuse de cèdre est un milieu très convenable.

Dans le cours de l'examen microscopique, on aura appris beaucoup de choses relativement au minéral, s'il est isotrope, uniaxe ou biaxe, ou pseudosymétrique, s'il est simple ou mâclé; on aura pu se former une idée de sa réfringence et de sa biréfringence, du signe de cette dernière, et aussi de la dispersion des axes. On peut même mesurer approximativement l'angle des axes optiques en notant le nombre de divisions que l'intervalle entre les axes occupe sur un micromètre occulaire, qu'on aura préalablement repéré au moyen de coupes connues.

Au point de vue de l'examen chimique subséquent, il est très important de noter aussi si le minéral est pur ou s'il contient des inclusions.

Si le minéral n'est pas trop pesant, on peut alors en laisser tomber un fragment dans un liquide pesant et l'on peut déterminer son poids spécifique comme on l'a expliqué à la page 226.

Si le minéral est très pesant, on peut s'attendre qu'il contient du plomb ou un des autres métaux pesants; les composés du plomb ont souvent un lustre plutôt graisseux ou résineux.

Si l'on dispose de cristaux à faces planes, on devra les mesurer avec le goniomètre, en prenant bien soin d'identifier les faces à travers lesquelles les axes optiques sont visibles et celles dont on a déterminé les angles d'extinction.

On devra aussi faire des mesures de l'indice de réfraction (s'il est suffisamment bas) au moyen du réflectomètre total, pourvu qu'on puisse trouver une surface plane ou une face de clivage suffisamment grande.

Si l'on a mesuré un cristal, si l'on a déterminé ses propriétés optiques et si l'on a fait aussi des mesures de son poids spécifique et de son indice de réfraction, on trouvera souvent qu'on a assez de données *numériques* pour l'identification du minéral au moyen des tableaux qu'on trouvera à la fin de ce volume; quelques essais chimiques simples suffisant alors comme détermination qualitative.

Néanmoins, dans beaucoup de cas, il sera nécessaire de savoir quelque chose de sa composition avant de pouvoir se faire une idée de l'espèce.

2. **Examen chimique**. — Pour la détermination pratique des minéraux, quand on demande seulement de rapporter l'échantillon à une

espèce connue, les méthodes de l'analyse quantitative ne sont pas nécessaires ; des essais qualitatifs simples, combinés avec les caractères physiques et cristallins du minéral, sont généralement suffisants pour distinguer une espèce de toutes les autres.

Les essais à appliquer sont de deux sortes :

a. *Examen prognostique ou essais à sec.* — Le minéral est chauffé dans un tube fermé ou ouvert sur le charbon, l'aluminium ou le platine, en vue de sa fusion, sublimation, oxydation ou réduction ; ou bien on le fond avec des flux pour obtenir les produits caractéristiques (colorés) que donnent certains éléments.

b. *Réactions de solutions ou essais par voie humide.* — Le minéral est soumis à l'action de divers dissolvants, généralement de l'eau ou des acides; les solutions résultantes sont essayées au moyen de réactifs, et les précipités obtenus sont distingués par leurs couleurs, et leurs solubilités suivant les méthodes ordinaires de l'analyse qualitative.

Comme les résultats de l'analyse qualitative ne sont pas exprimés numériquement, ils n'ont pas la précision des méthodes physiques et cristallographiques ; il est donc très important de contrôler l'examen chimique par l'emploi d'*essais comparatifs*. Les réactions du minéral examiné devront être soigneusement comparés aux mêmes essais appliqués à la même quantité d'un échantillon indiscutable de l'espèce minérale à laquelle on le rapporte, ou des minéraux auxquels il ressemble.

Le plus important de tous les essais chimiques préliminaires consiste à traiter un minéral d'abord par une goutte d'acide chlorhydrique ; l'effervescence indiquera la présence d'un carbonate et le dégagement d'hydrogène sulfuré un composé du soufre.

a. — Réactions pyrognostiques

Fusion et volatilisation. — La plupart des minéraux passent plus ou moins facilement à l'état liquide quand on les chauffe. Quelques-uns fondent à une haute, d'autres à une basse température, et il est souvent possible de faire la distinction entre des minéraux qui ont à peu près la même apparence, en observant leur température relative de fusion. A cet effet une petite esquille du minéral est tenue dans une pince à bouts de platine et la flamme du chalumeau est dirigée sur son arête. Quelques minéraux, tels que 1° la stibine et : 2° la natrolite fon-

dent facilement en un globule, le premier même dans la flamme d'une chandelle; 3° le grenat almandin fond avec plus de difficulté ; 4° l'actinote et 5° l'orthose deviennent seulement arrondies sur des arêtes minces ; 6° la bronzite ne montre que des traces de fusion même en esquilles très minces, tandis que 7° le quartz est infusible au chalumeau ordinaire.

Sur ces sept espèces, von Kobell a fondé une échelle de fusibilité.

Par exemple un minéral, quifond plus facilement que l'actinote, mais moins facilement que l'almandin, est dit avoir une fusibilité entre 3 et 4 : un autre qui, à cet égard, se trouve entre l'orthose et la bronzite est dit avoir une fusibilité entre 5 et 6.

Cette échelle est habituellement donnée dans les tableaux pour la détermination des minéraux ; toutefois, en réalité, les intervalles entre ses membres successifs correspondent à des différences de température très inégales. Penfield se sert de la chalcopyrite au lieu de la natrolite pour 2.

Puisqu'il est généralement impossible de déterminer la température effective de fusion, il est préférable de reconnaître simplement si le minéral est fusible aisément ou avec difficulté, et, au point de vue du diagnostique, de déterminer s'il est plus ou moins fusible que les minéraux avec lesquels on pourrait le confondre.

En réalité, il n'y a pas de minéraux absolument infusibles quand on les soumet à des températures comme celles de la flamme oxyhydrique ou de l'arc électrique; mais beaucoup d'entre eux, — particulièrement les silicates, — sont infusibles à la flamme du chalumeau ordinaire à bouche.

En essayant la fusibilité, on devra se servir de la flamme oxydante. Durant la fusion, les propriétés du minéral changent habituellement. Ceux qui contiennent de l'eau entrent en intumescence ou crachent ; ceux qui dégagent des gaz deviennent scoriacés ou peuvent décrépiter. Les minéraux qui contiennent beaucoup de fer fondent généralement en un globule magnétique, en raison de la formation d'oxyde magnétique de fer.

Couleur communiquée à la flamme. — Quand on les tient dans la partie non lumineuse d'un brûleur Bunsen, les minéraux qui renferment certains éléments volatils donnent des couleurs caractéristiques à la flamme. On rend souvent la réaction plus apparente en humectant le minéral d'acide chlorhydrique, qui peut se combiner avec quelques-uns des métaux pour donner des sels volatils. On devra observer

les couleurs communiquées à la flamme en même temps que la fusibilité. Elles sont données dans le tableau A (à la fin du volume).

Les couleurs peuvent être complètement masquées quand le minéral contient assez de sodium pour donner une flamme jaune très prononcée.

Durant cette opération on devra observer l'odeur émise et la comparer avec la liste de la table D (à la fin du volume).

Sublimation. Chauffage en tube fermé. — Quand on chauffe le minéral dans un tube de verre (antérieurement appelé matras) fermé à son extrémité inférieure (qui peut être commodément en forme d'ampoule), toutes vapeurs condensables qui se dégagent se déposeront sous forme de sublimé sur les parois froides du tube. Pour cet objet, une petite portion du minéral est réduite en poudre ou broyée en petits fragments avant de l'introduire dans le tube. On devra noter tout changement de couleur qui se produirait pendant le refroidissement du sublimé. Les sublimés caractéristiques sont donnés dans la table B (à la fin du volume).

Oxydation. Chauffage dans un tube ouvert. — Quand le minéral réduit en poudre est chauffé dans un tube de verre ouvert aux deux extrémités et tenu dans une position inclinée, de manière qu'un courant libre d'air puisse passer au travers, il se dégage des produits d'oxydation qui peuvent se déposer comme sublimés ou sortir sous forme de vapeurs caractéristiques.

Les sublimés sont donnés dans la table C (à la fin du volume).

Les vapeurs sont indiquées dans la table D (à la fin du volume).

Réduction. Chauffage sur le charbon. — Beaucoup d'oxysels métalliques peuvent être privés de leur oxygène par fusion sur le charbon, soit seuls, soit mélangés avec du carbonate de sodium ; il se produit certaines incrustations et autres produits de fusion ; les premières sont généralement des oxydes ayant des couleurs caractéristiques ; les seconds sont souvent des métaux fusibles.

Pour cet objet, le minéral doit être réduit en poudre et intimement mélangé avec environ quatre fois son volume de carbonate de sodium ; on le chauffe à la flamme réductrice du chalumeau dans une cavité creusée dans le support de charbon. Les incrustations caractéristiques sont données dans la table E (à la fin du volume).

Lorsqu'il se produit des particules métalliques, elles servent à confirmer et à distinguer ces déterminations, et aussi à révéler la présence

du cuivre, plomb, or, etc. Si l'on a employé une très petite quantité de minéral, on observe mieux le bouton métallique en broyant la masse fondue dans un peu d'eau et en enlevant par lavage le charbon en suspension ; le carbonate de sodium se dissout et l'on peut alors découvrir facilement et examiner les particules métalliques brillantes. Elles peuvent être une de celles que donne la table F (à la fin du volume).

Ces globules peuvent être dissous dans un acide ou de l'eau régale et essayés par les méthodes ordinaires de l'analyse qualitative.

Pendant la fusion sur le charbon on devra observer l'odeur ; on trouvera des indications à ce sujet dans la table D. S'il y a un résidu infusible, on devra le traiter par du nitrate de cobalt ; voir table K (à la fin du volume).

Fusion avec les flux. Perle de borax. — Lorsqu'on chauffe du borax avec des minéraux contenant certains éléments métalliques, il les décompose et se combine avec les oxydes de ces métaux pour former des composés vitreux ayant des couleurs caractéristiques.

Pour cet objet le borax est fondu au chalumeau sur une petite boucle de fil de platine en une perle transparente ; une très minuscule portion du minéral réduit en poudre est alors mise en contact avec la perle après avoir légèrement humecté celle-ci avec de l'eau, et la perle est fondue à nouveau jusqu'à ce que le minéral soit complètement dissous.

Les sulfures, arséniures, etc., doivent d'abord être réduits à l'état d'oxydes par grillage.

On observe alors les couleurs communiquées à la perle à la flamme oxydante et réductrice du chalumeau. Ce peuvent être une ou plusieurs de celles qui sont mentionnées dans la table H (à la fin du volume).

Perle au sel de phosphore. — Le traitement dans la perle de sel de phosphore est le même qu'avec le borax. Les couleurs sont pour la plupart les mêmes. Les particularités par lesquelles elles diffèrent sont données dans la table A (à la fin du volume).

Traitement avec le nitrate de cobalt. — Les minéraux infusibles, après avoir été chauffés, doivent être mouillés avec une solution de nitrate de cobalt et chauffés dans la flamme oxydante ; le minéral prend alors une ou plusieurs des couleurs données dans la table K (à la fin du volume).

Ce traitement a une valeur particulière pour reconnaître l'aluminium et le zinc ; il doit toujours être appliqué à tout résidu infusible obtenu en chauffant le minéral sur le charbon.

b. — Réactions en solutions

Dissolution. — Tous les minéraux sont plus ou moins solubles dans certains dissolvants ; pour examiner la portion soluble, on sépare les uns des autres les acides et les bases que renferme la dissolution et on les détermine par les précipités produits par des réactifs appropriés. Les dissolvants employés sont l'eau, les acides (chlorhydrique, nitrique, sulfurique, fluorhydriqne ou l'eau régale) et les alcalis (potasse, soude, ammoniaque). Le minéral doit d'abord être pulvérisé.

Beaucoup de minéraux ne sont que partiellement solubles dans un ou plusieurs de ces dissolvants, il sont décomposés par eux, quelquefois avec dégagement d'un gaz, et quelquefois avec formation d'un résidu ; beaucoup ne sont que légèrement attaqués et seulement après avoir été chauffés pendant longtemps avec le dissolvant.

En essayant un minéral avec des dissolvants acides, on devra d'abord employer de l'acide dilué, puis concentré.

On trouvera que, parmi les minéraux solubles dans l'eau, sont compris tous les composés simples des métaux alcalins ; beaucoup de sulfates contenant ces métaux avec d'autres ; tous les nitrates, mais pas les sulfates basiques ; quelques oxydes, pas de sulfures ou de sulfosels ; pas de silicates.

Beaucoup de sels doubles sont partiellement solubles avec un résidu, exemple, la gay-lussite, de laquelle le carbonate de sodium est enlevé par dissolution.

Il semble de plus que parmi les minéraux complètement solubles dans HCl se trouvent quelques manganates et tous les carbonates (excepté la cérusite).

Les carbonates dégagent du CO_2 avec effervescence ; les sulfures de l'H_2S, qui noircit le papier humecté d'acétate de plomb.

Les minéraux insolubles sont habituellement fondus avec du carbonate de sodium, et traités d'abord par l'eau, puis par l'acide chlorhydrique. La portion de la masse fondue, qui est soluble dans l'eau, contient les radicaux acides sous forme de sels de sodium ; la portion dissoute dans l'acide chlorhydrique contient les bases sous forme de chlorures.

Essai des solutions (soit des minéraux eux-mêmes, soit de leurs produits solubles par fusion, etc.). — La majorité des minerais sont des composés complexes contenant plus d'un radical basique et souvent

plus d'un radical acide. On les sépare d'abord les uns des autres sous forme de précipités insolubles à la manière ordinaire ; tous les éléments présents dans un minéral compliqué peuvent être découverts avec une plus grande certitude dans les solutions que par les méthodes pyrognostiques seules, parce qu'on peut les séparer plus effectivement. Les étapes indiquées sont employées pour reconnaître, premièrement, auquel des grands groupes minéraux la substance appartient, en déterminant son radical acide prédominant ; secondement, quels sont ses éléments basiques. Chaque détermination doit être contrôlée par un ou plusieurs essais pyrognostiques. Les chromates, arséniates, carbonates, sulfures, arséniures et sulfo-phosphates auront déjà été déterminés par ces essais.

Réactions microchimiques. — Quelques réactions en solutions donnent naissance à des précipités cristallisés dont la forme est si caractéristique qu'ils peuvent être reconnus sous le microscope.

A cet effet une goutte de la solution est placée sur une plaque de microscope et est amenée en contact avec une goutte du réactif placé tout près d'elle. Si les solutions sont suffisamment diluées, le précipité cristallise lentement et en cristaux distincts. L'avantage principal des méthodes microchimiques est la petite quantité de matière qu'elles exigent ; par le fait un certain nombre des réactions mentionnées plus haut peuvent s'effectuer sous le microscope avec un simple grain du minéral ; et les opérations de dissolution, évaporation et précipitation peuvent avec un peu de pratique, s'effectuer sur la plaque microscopique au lieu d'un tube à essais ou d'un gobelet. Chaque filtration peut se faire avec succès au moyen d'une languette de papier à filtre, qui enlève une goutte de solution et laisse derrière elle le résidu solide.

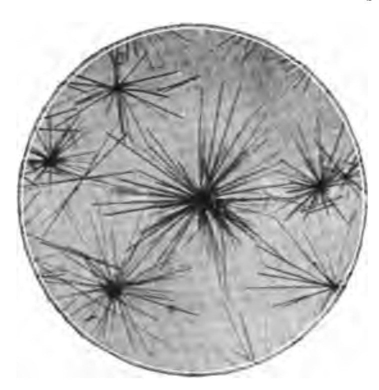


Fig. 409. — Gypse microchimique.

Il nous suffira de borner ici notre attention à quelques-unes de ces réactions qui donnent des cristaux de formes typiques, facilement reconnaissables à leur apparence et à leurs propriétés optiques, et spécialement à ces réactions qui indiquent des éléments difficiles à déterminer par les méthodes précédentes, tels que Al, Si, Ca, U, K, Cs, Na.

Calcium. — Un des précipités les meilleurs et les plus typiques est celui du gypse, produit (par exemple) au moyen d'acide sulfurique très dilué mélangé à une goutte d'un sel de calcium (fig. 409). Un examen attentif montre que ces cristaux possèdent la forme caractéristique du minéral gypse ; quelques-uns sont des tablettes simples ; d'autres sont des mâcles en tête de flèche ; examinés à travers (010) ils ont un angle d'extinction de 52°.

Fig. 410. — Struvite.

C'est la réaction de beaucoup la plus sensible que l'on connaisse pour le calcium et aussi pour l'acide sulfurique.

Magnésium. — Un minéral rare d'origine organique appartenant à la classe de l'hémimorphite dans le système orthorhombique (p. 72) est la struvite $NH_4MgPO_4 . 6H_2O$. La forme typique de ce minéral est





Fig. 411. — Struvite microchimique.



Fig. 412. — Alun de cæsium microchimique.

représentée dans la figure 410 qui montre un des cristaux de Hambourg, qu'on voit dans la plupart des collections minéralogiques. Si l'on ajoute une goutte de phosphate de sodium à une goutte d'une solution diluée d'un sel de magnésium contenant du sel ammoniaque et de l'ammoniaque, des cristaux typiques de struvite apparaissent bientôt (fig. 411). Ils se produisent facilement en solution chaude.

Ammonium. — On emploie la même réaction pour déceler l'ammonium. A la solution du sel d'ammonium on ajoute successivement une goutte de phosphate de sodium, une de soude et une de sulfate de magnésium. Les cristaux de struvite se forment comme ci-dessus en chauffant. Le précipité peut aussi servir de réaction pour l'acide phosphorique.

Aluminium. — Les solutions de sels d'aluminium dans l'acide sulfurique donnent, avec le sulfate de cæsium, des octaèdres isotropes incolores d'alun de cæsium (fig. 412).

On décèle le *cæsium* par la même réaction en ajoutant du sulfate d'aluminium à une solution d'un sel de cæsium.

Sodium. — L'acétate d'uranyle donne avec les sels de sodium des tétraèdres isotropes jaunes d'un acétate d'uranyle sodium (fig. 413). Il faut prendre garde que le réactif lui-même ne contienne pas de sodium libre qu'on peut aisément découvrir au moyen du spectroscope s'il est présent en traces minuscules.



Fig. 413.

L'*uranium* se découvre par la même réaction. Une solution dans l'acide nitrique est saturée avec de la soude et traitée par de l'acide acétique.

Silicium. — Les silicates doivent être décomposés par de l'acide fluorhydrique dans un vase de platine ; une portion du fluorure de silicium qui se dégage est recueillie dans une goutte d'eau sous la partie inférieure du couvercle du vase. En lui ajoutant un sel de potassium, elle donne naissance à des cubes isotropes clairs de K_2SiF_6.

Le *potassium* est décelé par les octaèdres jaunes de K_2PtCl_6 produits en ajoutant une solution de tétrachlorure de platine à des solutions diluées de sels de potassium dans l'acide chlorhydrique.

Des réactions caractéristiques semblables peuvent être employées pour un certain nombre d'autres éléments, mais pour la plupart d'entre eux le chalumeau ou l'une des réactions indiquées dans la section précédente s'appliquent facilement et rapidement. Ainsi il n'est pas nécessaire de recourir à un essai microchimique pour le plomb ou le cuivre, puisque ces métaux se reconnaissent si facilement par réduction sur le charbon.

C'est seulement quand la quantité de matière disponible est extrêmement petite que l'observateur est conduit à se baser entièrement sur les essais microchimiques; et alors beaucoup de ses expériences seront simplement les réactions en solutions décrites plus haut ou des réactions semblables modifiées de manière à pouvoir s'appliquer sur une très petite échelle sous le microscope.

Par exemple, une trace minuscule de chlorure dans une goutte de solution diluée peut être décelée par la production, avec le nitrate d'argent, d'un précipité blanc soluble dans l'ammoniaque; le microscope montre de plus que le précipité de chlorure d'argent est redéposé de la solution ammoniacale en octaèdres isotropes.

De même une trace minuscule de nickel dans une solution très diluée est accusée par la coloration rose produite quand on la met en contact avec une goutte de sulfocarbonate de sodium.

Examen spectroscopique. — La réaction la plus délicate pour les éléments qui ne sont présents qu'à l'état de traces, est tout naturellement le spectre que donnent quelques-uns d'entre eux quand on chauffe à la flamme d'un brûleur Bunsen un composé volatil renfermant l'élément.

Un petit fragment du minéral humecté avec de l'acide chlorhydrique, ou mélangé avec du fluorure d'ammonium et de l'acide sulfurique, est placé à l'extrémité d'un fil de platine propre et amené dans le bord de la flamme, qui est alors observé avec un petit spectroscope à vision directe.

Si le composé est tant soit peu pur, on peut découvrir immédiatement les éléments suivants :

Sodium, par sa raie jaune brillante.

Lithium, par deux raies, l'une jaune faible, l'autre rouge brillant.

Cæsium, par deux raies bleues brillantes.

Rubidium, par deux raies violettes caractéristiques, et par deux dans le rouge (qu'il ne faut pas confondre avec celles du potassium).

Potassium, par une raie caractéristique dans l'extrême rouge et une dans l'extrême violet.

Thallium, par une seule raie verte brillante.

Calcium, par une raie verte brillante et une orange brillante.

Strontium, par une raie bleue et une série de raies brillantes dans le rouge et dans l'orangé.

Baryum, par une série de raies vertes et rouges brillantes.

Indium, par une raie bleue et une violette.

Ces raies sont toutes très caractéristiques, mais comme les minéraux sont rarement des composés simples tant soit peu purs, ils peuvent contenir plusieurs des éléments ci-dessus et d'autres ensemble, de sorte que les spectres fournis par les minéraux peuvent être très compliqués et se masquer les uns les autres. L'essai spectroscopique s'applique donc mieux à des précipités ou à des solutions comparativement purs, obtenus dans l'examen chimique du minéral, qu'au minéral lui-même; il est d'une valeur incomparable pour découvrir des traces minimes de ces éléments (et, dans des mains expérimentées, de bien d'autres).

Spectres d'absorption. — Quelques minéraux, examinés à la température ordinaire au moyen du spectroscope et en lumière transmise, montrent des bandes d'absorption noires dues aux éléments qu'ils renferment.

Beaucoup des minéraux, qui contiennent du didymium, par exemple, présentent dans le rouge et le vert de larges bandes noires, qui sont caractéristiques pour cet élément (parisite, bastnaésite, monazite).

Si le minéral est suffisamment transparent, on peut même voir les bandes tout simplement en laissant tomber la lumière solaire sur l'échantillon et en le regardant avec le spectroscope; la lumière réfractée aura pénétré suffisamment profondément dans le minéral

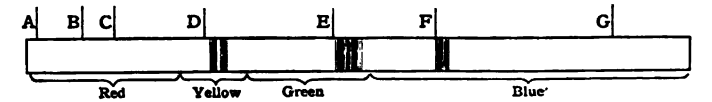


Fig. 414. — Spectre d'absorption. Monazite.

Red = Rouge ; Yellow = Jaune ; Green = Vert ; Blue = Bleu.

pour montrer le spectre d'absorption. Ainsi les cristaux de monazite (Ce, La, Di) PO_4, peuvent se reconnaître immédiatement par une simple inspection avec le spectroscope. Si l'on regarde à travers un spectroscope, et en lumière solaire directe, un des échantillons de la Binnenthal, par exemple, sur lesquels des cristaux isolés de monazite sont

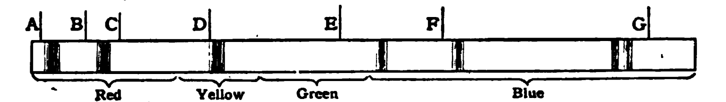


Fig. 415. — Spectre d'absorption. Zircon.

associés avec de l'anathase sur du quartz et de l'albite, les bandes caractéristiques du didymium apparaissent dans le spectre à l'instant où un cristal de monazite vint contre la fente (fig. 414).

Le minéral rhabdophane, qu'on avait autrefois supposé être de la blende, a été découvert de cette manière et nommé d'après cette propriété. Le carbonate de cérium, etc., paristite montre aussi de pareilles bandes.

Si l'on doit examiner un très petit fragment du minéral, on trouvera à propos de le placer sur la platine du microscope et d'y amener au foyer les rayons directs du soleil au moyen du condenseur de dessous la platine; on peut alors enlever l'oculaire et le remplacer par un spectroscope à vision directe.

De pareils spectres d'absorption sont tout particulièrement caractéristiques pour les métaux du groupe Ce, La, Di.

Deux minéraux tout à fait communs montrent aussi des spectres d'absorption caractéristiques, ce sont le zircone et la variété de grenat connue sous le nom d'almandin.

La figure 415 représente le spectre d'absorption du zircone.

La figure 416 est celui de l'almandin.

Cet essai est particulièrement utile dans le cas des pierres précieuses,

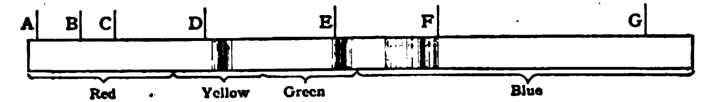


Fig. 416. — Spectre d'absorption. Almandin.

puisqu'il peut être appliqué sans qu'il soit nécessaire de sacrifier quoi que ce soit de la matière, ni même de démonter la pierre. On peut ainsi se faire une idée de la composition rien qu'en regardant la pierre à travers un spectroscope.

Il faut se rappeler que, comme toutes les propriétés en direction, le spectre d'absorption est différent pour les rayons qui vibrent dans des

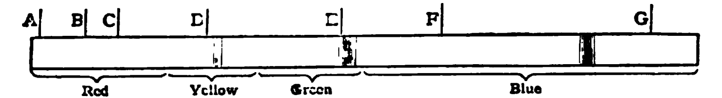


Fig. 417. — Spectre d'absorption du rayon extraordinaire. Parisite.

directions différentes dans le cristal. On peut le voir très facilement en plaçant un menu cristal du minéral hexagonal parisite (carbonate et fluorure de Ce, La, Di, Ca) dans le sens de sa longueur sous le microscope et en faisant passer la lumière incidente à travers le polariseur.

Lorsque l'axe du cristal est parallèle à la longue diagonale du polariseur, le spectre, dû aux rayons ordinaires, est celui de la figure 417.

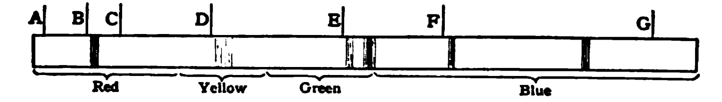


Fig. 418. — Spectre d'absorption du rayon extraordinaire. Parisite.

Quand le cristal est tourné de 90°, le spectre est celui du rayon extraordinaire, figure 418.

Les changements que le spectre subit avec un changement de direction, sont comme le spectre lui-même, caractéristiques pour la substance.

Pendant toutes les opérations d'essai d'un minéral, il faut se rappeler, particulièrement avec les réactions délicates des flammes et du

spectroscope que les effets produits peuvent n'être pas dus au minéral lui-même, mais à d'autres substances qui y seraient contenues. Il n'y a donc rien de plus important que de reconnaître d'abord, au moyen du microscope, la pureté de l'échantillon et la nature du minéral englobé, et si possible d'écarter ce dernier, soit en l'enlevant sous le microscope de la matière écrasée, soit en le séparant au moyen d'un liquide pesant, si les deux minéraux diffèrent de poids spécifique.

De plus les réactions peuvent être dues en partie à un léger mélange d'un composé isomorphe, qu'on ne peut pas voir ni séparer par un procédé mécanique quelconque, puisqu'il est présent comme l'un des constituants d'une solution solide.

Pour l'identification d'un minéral, il faut faire attention plutôt à ses constituants principaux qu'à ceux qu'il contient simplement à l'état de traces, et ce fait enlève aux essais spectroscopiques un peu de leur valeur pour la pratique. Une indication utile est souvent fournie par les minéraux avec lesquels le minéral douteux est associé, ou par ses produits de décomposition; de la malachite verte ou de la chessylite bleue, par exemple, encroûtant le minéral, indiquent du cuivre, tandis qu'on peut souvent découvrir le vert pomme du nickel ou le rouge rose du cobalt sur la surface décomposée d'un minéral contenant l'un ou l'autre de ces éléments.

Quelques minéraux bien connus possèdent des propriétés caractéristiques telles qu'on peut les reconnaître immédiatement.

S'il est fortement magnétique, l'échantillon est certainement de la magnétite ; les seuls autres minéraux magnétiques d'une manière marquée sont la pyrrhotine et le platine, et ces derniers le sont faiblement comparés à la magnétite. L'ilménite est légèrement magnétique.

De même le sel de roche est reconnaissable à son goût; l'astringence des aluns et des sulfates de fer et de cuivre, et le goût amer de l'epsomite sont aussi caractéristiques. Il n'y a que les minéraux solubles dans l'eau qui aient un goût.

Il n'y a pas de minéraux qui aient en eux-mêmes une odeur suffisante pour les distinguer; mais les silicates hydratés d'alumine de la famille des argiles émettent une odeur terreuse caractéristique quand on souffle dessus; et quelques minéraux contenant du soufre émettent une odeur sulfureuse quand on les frappe avec un marteau.

Quelques argiles et minéraux alliés happent à la langue quand ils la touchent; cette propriété donne un moyen grossier de faire la distinc-

tion entre la stéatite et la lithomarge, la dernière seule adhérant à la langue. Une variété d'halloysite possède cette propriété à un degré si marqué qu'on l'a nommée glossecolite.

Le toucher graisseux remarquable de la stéatite a aussi une certaine valeur pour la faire reconnaître.

Beaucoup de composés du cuivre sont bleus ou verts, la plupart des composés de l'uranium sont verts ou jaunes brillants.

APPENDICE I

LES TRENTE-DEUX CLASSES DE CRISTAUX

Les axes de symétrie cristalline sont de quatre espèces, savoir : digonaux, trigonaux, tétragonaux et hexagonaux. Toutes les parties du cristal sont amenées dans la position précédemment occupée par des parties équivalentes, par une rotation de

180° autour d'un axe digonal.
120° — trigonal.
90° — tétragonal.
60° — hexagonal.

Si donc il y a un autre axe de symétrie incliné sur un axe *n*-gonal, il doit y avoir *n* axes pareils, ou s'il y a un plan de symétrie incliné sur l'axe *n*-gonal il doit y avoir *n* plans semblables.

Les axes ci-dessus, avee le plan de symétrie et le centre de symétrie, constituent les six éléments de symétrie possibles dans les cristaux.

Un axe *n*-gonal peut être accompagné simplement d'axes digonaux de symétrie, qui lui soient perpendiculaires (sans plans de symétrie) ; la symétrie est appelée holoaxe, par exemple l'axe trigonal du quartz (fig. X).

Un axe *n*-gonal peut être l'intersection de plans de symétrie ; la symétrie est alors appelée di-*n*-gonale ; exemple l'axe ditrigonal de la tourmaline (fig. XII).

Un axe *n*-gonal peut être perpendiculaire à un plan de symétrie ; la symétrie est appelée équatoriale ; exemple, l'axe tétragonal de la schéélite (fig. XXIV).

Un axe *n*-gonal peut opérer simultanément avec un plan équatorial (comme on l'a expliqué à la page 42) ; la symétrie est alors dite alternante ; par exemple, l'axe hexagonal de la dioptase (fig. XV), ou l'axe dihexagonal de la calcite (fig. XIX).

Un axe *n*-gonal, qui n'est perpendiculaire ni à un plan de symétrie, ni à un axe de symétrie paire, est appelé polaire.

En appliquant les considérations ci-dessus aux quatre espèces d'axes, on peut déduire immédiatement les vingt-sept premières classes de symétrie. Les autres se trouvent en considérant comment deux ou plusieurs axes de symétrie peuvent être combinés ; trois axes tétragonaux ou trois axes

digonaux peuvent être également inclinés sur un axe trigonal et dans ce cas impliquent la présence de trois axes trigonaux de plus. Ceci conduit au système cubique, qui est caractérisé par quatre axes trigonaux, ou, comme on peut les appeler, de « symétrie tessérale ». On trouvera que toute autre combinaison qu'on peut imaginer entre les éléments de symétrie possible d'un cristal est identique avec une de celles qu'on a déjà obtenues.

Dans les figures qui suivent, I à XXXII, chaque classe est représentée par le prisme le plus simple qui lui appartienne; l'ordre de l'axe principal, et par conséquent le système, se voit immédiatement par le caractère du prisme. La symétrie vraie de chaque classe est indiquée par la forme et disposition d'une figure de corrosion; et une comparaison des diverses figures montre comment la même forme peut se rencontrer dans toutes les classes d'un système et se distinguer par la corrosion; toute substance appartenant au système tétragonal peut cristalliser en prismes carrés.

(Non symétrique) indique la corrosion d'une face qui n'est pas perpendiculaire à un plan ou à un axe de symétrie.

(Symétrique par rapport à un centre) représente la corrosion d'une face perpendiculaire à un axe digonal.

(Symétrique autour de deux droites) indique la corrosion d'une face perpendiculaire à un axe di-digonal.

Indique la corrosion d'une face perpendiculaire à un axe tétragonal ou di-tétragonal.

La colonne II donne le nom de la forme la plus générale $\{hkl\}$ caractéristique de chaque classe, c'est-à-dire la forme obtenue en répétant un plan autour des éléments de symétrie donnés dans la colonne I. La plupart des auteurs nomment maintenant les classes d'après ces formes; par exemple, la classe X est appelée la classe trigonale trapézohédrale, la classe XXVIII, la classe tétraédrale-pentagonale-dodécaèdrale.

Le système tout entier des classes peut être facilement reconstitué en considérant les cas possibles dans l'ordre donné ci-dessous :

1. Pas de symétrie; 2, centre de symétrie ; 3, plan de symétrie; 4-8, un axe digonal; 9-13, un axe trigonal; 14-20, un axe hexagonal ; 23-27, un axe tétragonal; 28-32, quatre axes trigonaux.

Dans chaque cas, l'axe caractéristique peut être polaire, alternant, holoaxe ou équatorial; et chaque axe pareil peut être n-gonal ou di-n-gonal. On doit remarquer cependant qu'un axe di-n-gonal ne peut se rencontrer que dans des cristaux holoaxes, puisqu'il implique des plans de symétrie.

SYSTÈME		SYMÉTRIE DE LA CLASSE	NOM DE LA FORME GÉNÉRALE }hkl{	FIGURE	EXEMPLE
Anortique.	I.	Pas de symétrie.	Pedion.	Fig. I.	1. Hyposulfite de calcium.
	II.	Centre de symétrie.	Pinacoïde.	— II.	2. Axinite.
Monoclinique.	III.	Plan de symétrie.	Dôme.	— III.	3. Clinoédrite.
	IV.	Digonale polaire.	Sphénoïde.	— IV.	4. Acide tartrique.
		Digonale alternante = II.			
	V.	Digonale équatoriale.	Prisme.	— V.	5. Gypse.
Orthorombique.	VI.	Digonale holoaxe.	Bisphénoïde rhombique.	— VI.	6. Soufre.
	VII.	Di-digonale polaire.	Pyramide rhombique.	— VII.	7. Hémimorphite.
		Di-digonale alternante = V.			
	VIII.	Di-digonale équatoriale.	Pyramide rhombique.	— VIII.	8. Baryline.
Hexagonal.	IX.	Trigonale polaire.	Pyramide trigonale.	— IX.	9. Periodate de sodium.
		Trigonale alternante = XI.			
	X.	Trigonale holoaxe.	Trapézoèdre trigonal.	— X.	10. Quartz.
	XI.	Trigonale équatoriale.	Bipyramide trigonale.	— XI.	11.
	XII.	Ditrigonale polaire.	Pyramide ditrigonale.	— XII.	12. Tourmaline.
		Ditrigonale alternante = XIII.			
	XIII.	Ditrigonale équatoriale.	Bipyramide ditrigonale.	— XIII.	13.
	XIV.	Hexagonale polaire.	Pyramide hexagonale.	— XIV.	14. Néphéline.
	XV.	Hexagonale alternante.	Rhomboèdre trigonal.	— XV.	15. Dioptase.
	XVI.	Hexagonale holoaxe.	Trapézoèdre hexagonal.	— XVI.	16. Stibiotartrate de baryum.
	XVII.	Hexagonale équatoriale.	Bipyramide hexagonale.	— XVII.	17. Apatite.
	XVIII.	Dihexagonale polaire.	Pyramide dihexagonale.	— XVIII.	18. Greenockite.
	XIX.	Dihexagonale alternante.	Scalénoèdre ditrigonal.	— XIX.	19. Calcite.
	XX.	Dihexagonale équatoriale.	Bipyramide dihexagonale.	— XX.	20. Béryl.
Tétragonal.	XXI.	Tétragonale polaire.	Pyramide tétragonale.	— XXI.	21. Wulfénite.
	XXII.	Tétragonale alternante.	Bisphénoïde tétragonal.	— XXII.	22.
	XXIII.	Tétragonale holoaxe.	Trapézoèdre tétragonal.	— XXIII.	23. Sulfate de strychnine.
	XXIV.	Tétragonale équatoriale.	Bipyramide tétragonale.	— XXIV.	24. Schéélite.
	XXV.	Ditétragonale polaire.	Pyramide ditétragonale.	— XXV.	25. Iodosuccinimide.
	XXVI.	Ditétragonale alternante.	Scaléonèdre tétragonal.	— XXVI.	26. Chalcopyrite.
	XXVII.	Ditétragonale équatoriale.	Bipyramide ditétragonale.	— XXVII.	27. Zircon.
Cubique.	XXVIII.	Tessérale polaire.	Dodécadère tétragonal pentagonal	— XXVIII.	28. Ullmanite.
	XXIX.	Tessérale holoaxe.	Icositétraèdre pentagonal.	— XXIX.	29. Cuprite.
	XXX.	Tessérale centrale.	Dyakis dodécaèdre.	— XXX.	30. Pyrites.
	XXXI.	Ditessérale polaire.	Hexakis tétraèdre.	— XXXI.	31. Tétraédrite.
	XXXII.	Ditessérale centrale.	Hexakis octaèdre.	— XXXII.	32. Galène.

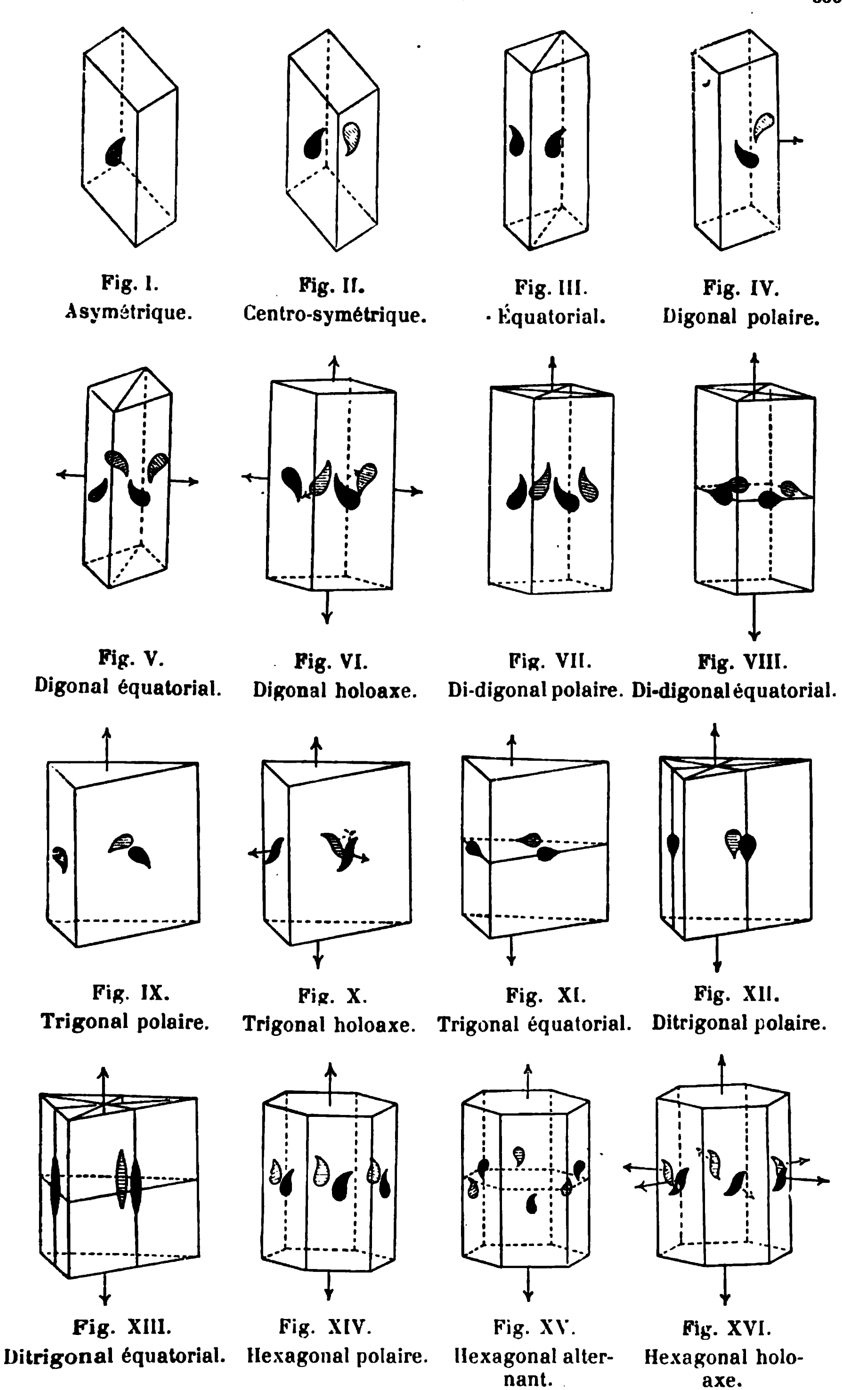


Fig. I. Asymétrique.

Fig. II. Centro-symétrique.

Fig. III. Équatorial.

Fig. IV. Digonal polaire.

Fig. V. Digonal équatorial.

Fig. VI. Digonal holoaxe.

Fig. VII. Di-digonal polaire.

Fig. VIII. Di-digonal équatorial.

Fig. IX. Trigonal polaire.

Fig. X. Trigonal holoaxe.

Fig. XI. Trigonal équatorial.

Fig. XII. Ditrigonal polaire.

Fig. XIII. Ditrigonal équatorial.

Fig. XIV. Hexagonal polaire.

Fig. XV. Hexagonal alternant.

Fig. XVI. Hexagonal holoaxe.

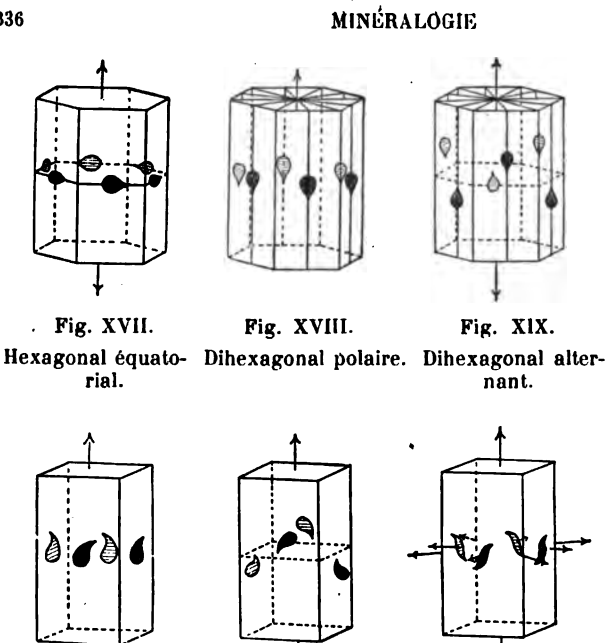
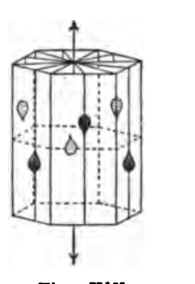
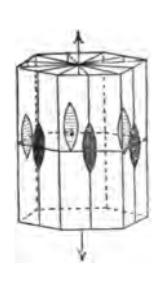




Fig. XVII. Hexagonal équatorial.

Fig. XVIII. Dihexagonal polaire.

Fig. XIX. Dihexagonal alternant.

Fig. XX. Dihexagonal équatorial.

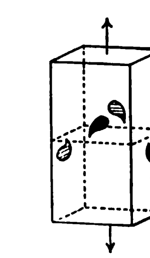
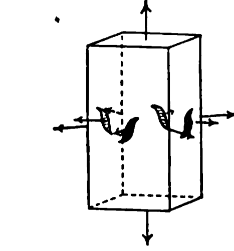
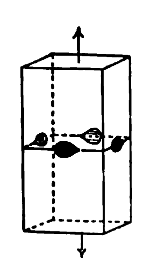




Fig. XXI. Tétragonal polaire.

Fig. XXII. Tétragonal alternant.

Fig. XXIII. Tétragonal holoaxe.

Fig. XXIV. Tétragonal équatorial.

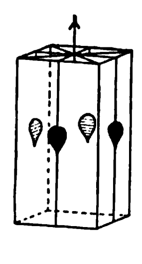
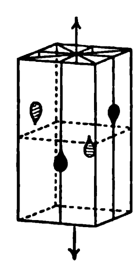
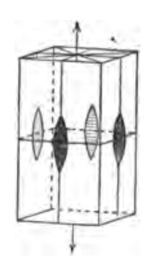
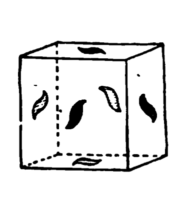





Fig. XXV. Ditétragonal polaire.

Fig. XXVI. Ditétragonal alternant.

Fig. XXVII. Ditétragonal équatorial.

Fig. XXVIII. Tesséral polaire.

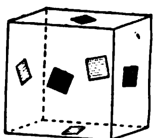
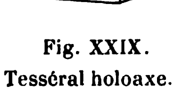
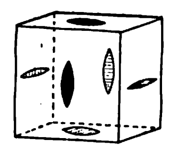
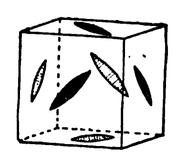
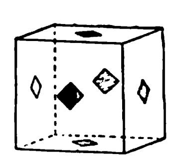






Fig. XXIX. Tesséral holoaxe.

Fig. XXX. Tesséral central.

Fig. XXXI. Ditesséral polaire.

Fig. XXXII. Ditesséral central.

APPENDICE II

THÉORIE DE LA STRUCTURE CRISTALLINE

On a indiqué à la page 25 la théorie la plus ancienne de la structure cristalline, celle de Haüy; elle est basée sur le clivage et conduit à la loi des indices rationnels. Nous ne pouvons évidemment pas croire qu'un cristal à clivage cubique se compose de petits cubes réunis ensemble, comme dans la figure 37, de manière à remplir l'espace sans interstices; mais il y a d'autres manières d'interpréter la structure. Supposons, par exemple, que les cubes soient remplacés par des sphères inscrites à leur intérieur; ceci donnerait un entassement de sphères égales, dont chacune est en contact avec ses six voisines et la structure cubique est encore celle de la figure 37.

Ou bien encore, chaque cube peut être remplacé par une petite particule placée à son centre et la structure devient un assemblage cubique de particules, qui ne sont plus du tout en contact, mais qui peuvent être regardées comme réunies ensemble par leurs propres forces d'attraction et de répulsion mutuelle (fig. i).

Dans une pareille structure, les particules se trouvent toutes le long de lignes droites; la ligne qui joint une paire quelconque de particules, prolongée suivant les deux directions, portera une série de particules, situées à des intervalles égaux, qui sépare les deux points choisis : de plus les particules seront distribuées précisément de la même manière le long d'une ligne menée par une autre particule quelconque. Une pareille structure est donc en complète harmonie avec la nature d'un cristal tel que nous le révèlent ses propriétés physiques, car toutes les directions parallèles sont identiques. De plus les particules sont toutes distribuées dans des plans d'une manière uniforme; le plan contenant trois particules quelconques, si on le prolonge, portera une série de particules uniformément distribuées aux mêmes intervalles; et ces plans obéissent à la loi des indices rationnels. La structure est donc en complète harmonie avec un cristal en ce qui touche ses propriétés géométriques.

La structure de la figure i peut être appelée celle du cube, puisqu'elle est obtenue en divisant l'espace en cellules cubiques et en plaçant une particule en chacun de leurs coins (on doit remarquer qu'on obtient la même structure en plaçant les particules aux coins ou aux centres des cellules).

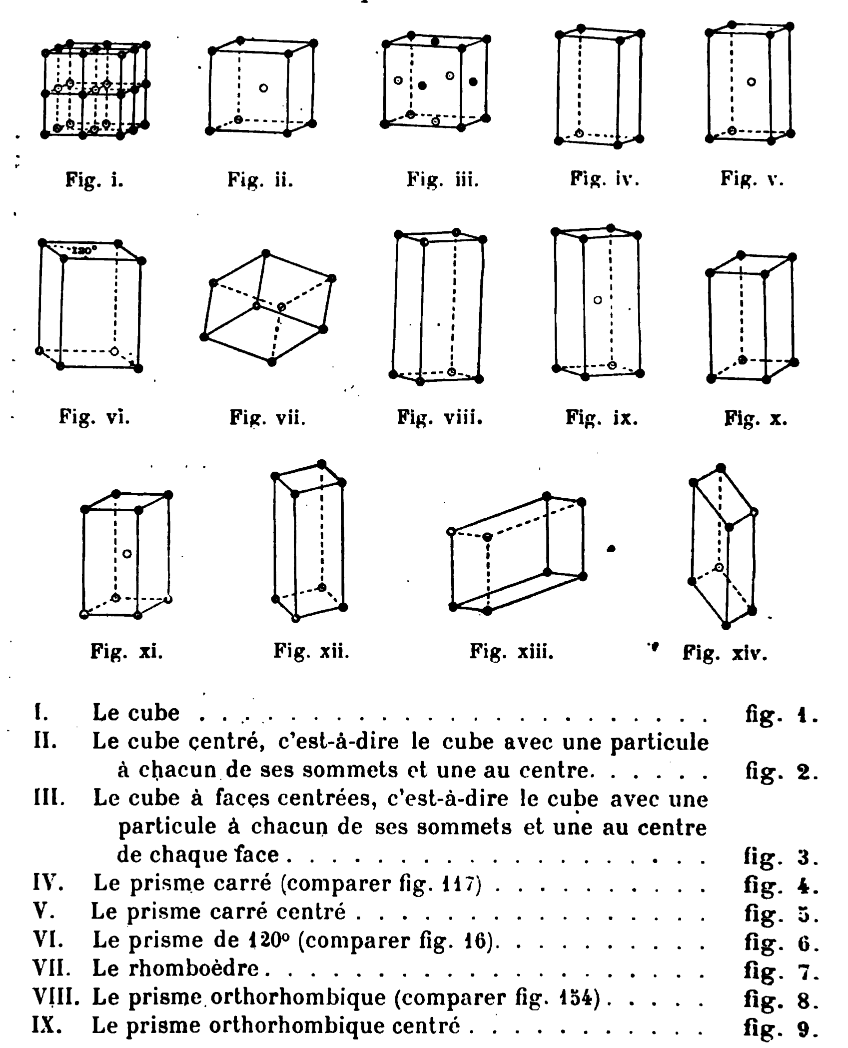
Une pareille structure est appelée un **réseau** (en anglais, space-lattice;

en allemand, raum-gitter); c'est une structure en forme de filet dans laquelle les particules sont situées aux coins de parallélipipèdes parallèles et égaux.

Mais le réseau cubique simple n'est pas le seul qui satisfasse aux exigences d'un cristal.

Entre les années 1835 et 1858 Frankenheim et Bravais ont résolu ce problème : « Combien peut-on construire d'espèces de réseaux », et ils ont trouvé que le nombre est quatorze. Chacun d'eux peut être défini par la forme des cellules en lesquelles il divise l'espace.

Les quatorze réseaux.



I. Le cube . . . . fig. 1.

II. Le cube centré, c'est-à-dire le cube avec une particule à chacun de ses sommets et une au centre. . . . . . fig. 2.

III. Le cube à faces centrées, c'est-à-dire le cube avec une particule à chacun de ses sommets et une au centre de chaque face . . . . fig. 3.

IV. Le prisme carré (comparer fig. 117) . . . . fig. 4.

V. Le prisme carré centré . . . . fig. 5.

VI. Le prisme de 120° (comparer fig. 16). . . . . fig. 6.

VII. Le rhomboèdre . . . . fig. 7.

VIII. Le prisme orthorhombique (comparer fig. 154) . . . . . fig. 8.

IX. Le prisme orthorhombique centré . . . . fig. 9.

X. Le prisme rectangulaire (comparer fig. 138) . . . . . . fig. 10.
XI. Le prisme rectangulaire centré . . . . fig. 11.
XII. Le prisme clinorhombique (comparer fig. 205) . . . . . fig. 12.
XIII. Le parallélipipède monoclinique (comparer fig. 203) . . fig. 13.
XIV. Le prisme triclinique (comparer fig. 213). . . . . fig. 14.

Les quatorze réseaux construits avec les cellules qu'on vient de décrire possèdent tous l'homogénéité et le caractère anisotrope (p. 138) des cristaux et tous les plans passant par trois quelconques de leurs points obéissent à la loi des indices rationnels. Mais ils possèdent un caractère encore plus remarquable, chaque maille a la symétrie d'un des systèmes de cristaux et les six systèmes sont représentés parmi eux comme il suit :

I à III. Système cubique.
IV à V. Système tétragonal.
VI à VII. Système hexagonal.
VII à XI. Système orthorhombique.
XII à XII. Système monoclinique.
XIV. Système anorthique.

On remarquera toutefois qu'il n'y a que la symétrie des classes holosymétriques qui soit représentée parmi les réseaux; pour rendre compte des classes restantes, il faudra faire quelque supposition additionnelle. Ceci peut se faire de deux manières, soit : 1° en supposant que la symétrie dépend non seulement de l'arrangement des particules, mais aussi de la symétrie de la particule elle-même, soit 2° en considérant de nouveaux arrangements des particules qui ne soient pas des réseaux.

1° Différences possibles dans la symétrie des particules constituantes. — Dans les réseaux il n'y a pas de distinction entre les directions opposées; par exemple, entre une direction avant et une direction arrière le long d'une ligne quelconque de particules; pour cette raison elles ne peuvent pas montrer la symétrie d'une quelconque des classes polaires de cristaux décrites ci-dessus. Mais supposons que les particules elles-mêmes soient en forme de poire et qu'elles soient arrangées le long d'une des lignes avec leurs extrémités pointues disposées suivant une direction et leurs extrémités arrondies suivant l'autre, on peut alors s'attendre qu'une certaine polarité se manifestera suivant la direction de cette ligne.

Supposons, par exemple, que les particules du réseau cubique de la *figure* 1 soient toutes des tétraèdres parallèles dont les arêtes soient parallèles aux diagonales des faces du cube; alors si l'on tient compte, non seulement de l'arrangement des particules, mais aussi de leur symétrie propre, la symétrie de la structure, prise dans son ensemble, sera tétraédrale.

D'une manière semblable, il sera possible de trouver des représentants pour toutes les trente-deux classes. Bravais attribuait les divers degrés de symétrie dans un système cristallin à la nature des particules constituantes.

2° Arrangements homogènes qui ne sont pas des réseaux. — Haüy lui-même a signalé que le clivage ne conduit pas toujours à des figures à faces parallèles comme les quatorze mailles considérées plus haut. Prenons par exemple un clivage parallèle aux faces du prisme hexagonal. Supposons que la figure 15 représente la base du prisme hexagonal ; le clivage parallèle à ses arêtes le divisera, non pas en hexagones, mais en triangles, comme le montre la figure. Il est vrai que les triangles peuvent être groupés ensemble par paires pour former des rhomboèdres de 120° tels que ABCD ; mais c'est une opération purement arbitraire, et si le clivage doit représenter la structure, nous devons le regarder comme basé, non sur le

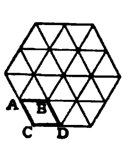


Fig. xv.

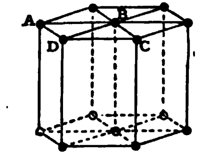


Fig. xvi.

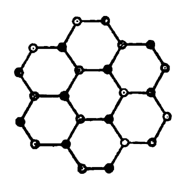


Fig. xvii.

prisme rhombique ou hexagonal, mais sur le prisme triangulaire. Des particules placées aux *coins* de ces prismes, comme dans la figure 16, peuvent également bien être regardées comme placées aux coins des prismes rhombiques de 120°, tels que ABCD, et la structure est le réseau de la figure 6.

Mais les prismes triangulaires sont en réalité de deux espèces distinctes : la moitié d'entre eux a le sommet dirigé vers le haut dans la figure 15 et l'autre moitié pointe vers le bas. Si, comme dans le cas de la structure cubique, chaque prisme est remplacé par une particule située en son centre, l'arrangement n'est plus du tout un réseau, mais la structure hexagonale, ou en cellule d'abeille de la figure 16. Même si les particules de la figure 17 sont toutes semblables en nature, elles ne sont pas semblables en position, car une moitié ● est située verticalement au-dessus, et l'autre moitié o verticalement au-dessous d'une particule adjacente. La structure se compose en fait de deux réseaux ● et o chassés l'un dans l'autre de telle manière que *autour de tout point du système la disposition des points restants est exactement la même* (bien qu'ils puissent ne pas regarder toujours du même côté).

Dans ce sens une pareille structure est homogène ; elle est la même partout et elle est ainsi en harmonie avec les exigences physiques d'un cristal.

Pour construire un système de points, tels que l'arrangement des cellules d'abeilles, qui remplisse cette condition, il est nécessaire de choisir un des quatorze réseaux décrits ci-dessus ; et alors de prendre un ou plusieurs réseaux identiques avec lui et de les chasser l'un dans l'autre de manière à satisfaire la condition ci-dessus pour l'homogénéité. Le nombre des arrangements de cette sorte que l'on peut construire a été étudié par Sohneke en 1879 et il a trouvé qu'il y en a soixante-cinq et parmi ces « systèmes réguliers de points », la plupart des trente-deux classes sont représentées.

Mais bien que deux ou plusieurs réseaux qui constituent la structure cristalline puissent être identiques en tant qu'il s'agisse de l'arrangement des particules, on conçoit que l'un puisse se composer de particules d'une espèce, et un autre de particules d'une espèce différente. Par le fait, dans quelques-unes des trente-deux classes, nous sommes conduits à quelque supposition de ce genre.

Prenons, par exemple, la structure possible de la dioptase avec son axe

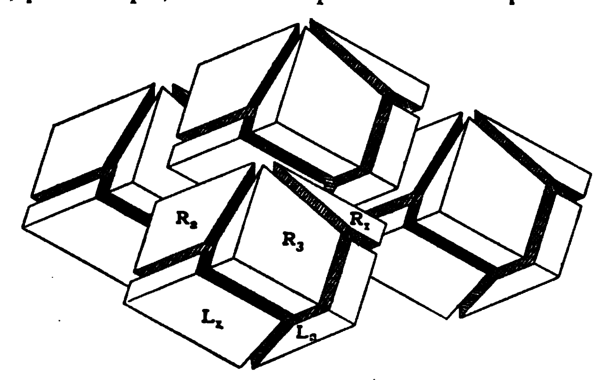


Fig. xviii.

hexagonal de symétrie alternante. De même que tous les autres problèmes, celui-ci peut être traité en partageant d'abord uniformément l'espace en cellules, ou en le remplissant de figures solides et en remplaçant alors chacune de ces cellules ou figures par une particule.

La figure 18 représente une structure (de figures solides) qui possède un axe hexagonal alternant; elle se compose de rhomboèdres, dont chacun est divisé en six segments, mais dans chaque rhomboèdre les trois segments supérieurs sont dans un certain sens tout à fait différent, de celui des trois segments inférieurs, bien qu'ils soient des figures de même espèce. Un segment supérieur est à un segment inférieur dans la même relation qu'une main droite à une main gauche ; ce sont des figures énantiomorphes ; l'une est la réflexion de l'autre. Si donc chaque segment de la figure 18 est remplacé par une particule de telle manière que la symétrie de la structure soit conservée, les particules doivent être de deux espèces et doivent être en relation énantiomorphe l'une par rapport à l'autre. En raison de cette relation, chaque rhomboèdre et par suite la structure tout entière possède la centro-symétrie.

Tous les arrangements homogènes concevables à obtenir en combinant des réseaux, soit de mêmes espèces, soit d'espèces opposées de particules ont maintenant été étudiés; et l'on trouve, que, bien qu'il n'y ait pas moins de 230 arrangements différents, ils possèdent tous la symétrie de l'une ou l'autre des trente-deux classes de cristaux.

Finalement donc, suivant cette théorie, un cristal peut être regardé comme un assemblage homogène de particules formées de réseaux qui s'interpénètrent et c'est le réseau qui détermine son système et ses angles, et rend compte de la loi des indices rationnels.

On peut mentionner une propriété intéressante des réseaux. Tous les plans parallèles sont identiquement construits et équidistants; mais parmi les systèmes de plans différemment inclinés dans le réseau, quelques-uns sont plus chargés de particules que d'autres. Et l'on peut démontrer que les plans qui ont la couche la plus épaisse des particules sont plus largement séparés des plans parallèles qui leur adjoignent.

Si, comme on pourrait s'y attendre, les faces qui se rencontrent communément sont celles sur lesquelles les particules sont les plus denses, et les plans de clivage sont ceux qui sont le plus étroitement serrés les uns contre les autres, la coïncidence de ces deux propriétés expliquera ce fait que le clivage se produit généralement parallèlement aux faces des formes communes. En tout cas, ces deux propriétés se combineront pour faire produire le clivage suivant certaines faces seulement.

Si, comme on pourrait s'y attendre aussi, les particules, dont se composent les substances isomorphes occupent à peu près le même espace et possèdent la même symétrie, elles peuvent faire partie de la même structure et ainsi donner naissance à des solutions solides. De même, si la structure est pseudo-symétrique, de telle sorte qu'une portion quand on la tourne dans une position nouvelle soit légèrement changée, elle peut de la même manière s'adapter dans ou sur l'autre portion, de manière à constituer une structure continue et ceci suggère une explication mécanique de la curieuse propriété des mâcles.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION DES ESPÈCES MINÉRALES LES PLUS IMPORTANTES

SECTION I

LES ÉLÉMENTS

DIAMANT. GRAPHITE

Diamant. — Carbone, C. Cubique; symétrie, ditessérale polaire. Forme commune, octaèdre (mâcle supplémentaire de l'octaèdre). Mâclé aussi sur (111). Clivage }111{, parfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 10; G = 3,52. Incolore. Lustre, adamantin. Réfraction très forte; $\mu = 2,417$. Dispersion très forte = 0,063. Infusible. Insoluble dans les acides.
Comparer les cristaux de **Minas Geraes** (Brésil) avec la description ci-dessus.

Diamant (anglais, diamond; allemand, diamant), le plus dur et le plus précieux des minéraux; c'est naturellement celui qui excite l'intérêt populaire le plus grand; sa valeur résulte de sa dureté extraordinaire et de son brillant, qui ensemble en font la plus précieuse des gemmes; et ces caractéristiques ont été connues depuis les temps les plus anciens. L'intérêt scientifique moderne s'est principalement concentré sur la question controversée de son origine dans la nature et sur les efforts qu'on a faits pour le reproduire artificiellement; mais, comme on va le voir, il a été le sujet de beaucoup de recherches scientifiques à d'autres égards.

Le diamant est pratiquement inconnu excepté en cristaux, et on le trouve généralement à l'état d'individus isolés (dans les graviers des rivières, dans des sables et dans des conglomérats). Ils paraissent habituellement être des octaèdres simples, quelquefois unis et brillants, quelquefois courbés et ternes; on connaît d'autres formes, telles que le dodécaèdre et, plus rarement, le cube. On a l'habitude de supposer que les diamants de l'Inde sont pour la plupart octaédraux, et que les

deux autres formes sont caractéristiques des cristaux du Brésil; ce n'est toutefois pas réellement le cas; on a trouvé beaucoup de formes différentes parmi les diamants du sud de l'Afrique. Un caractère remarquable et caractéristique est la courbure des faces; en raison de cette particularité, quelques-uns des petits cristaux ressemblent presque à des gouttes de gomme. Autant que peuvent l'apprendre les expériences,

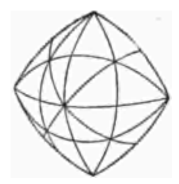


Fig. 419. — Diamant. Octaèdre courbe.

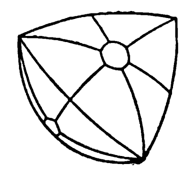


Fig. 420. — Diamant. Hexatétraèdre.

la courbure des faces est généralement due à l'action d'un dissolvant, et beaucoup de cristaux de diamant présentent d'autres traits qui paraissent aussi le résultat de la corrosion; le cube est une des formes les plus rares du diamant, mais, quand elles sont présentes, les faces



Fig. 421. — Diamant. Mâcle supplémentaire. Tétraèdre.



Fig. 422. — Diamant. Mâcle supplémentaire.

du cube sont rugueuses et drusiques (fig. 423); de même les faces de l'octaèdre elles-mêmes, quoique quelquefois unies et brillantes, sont souvent recouvertes de marques triangulaires les plus belles (puits peu profonds) qui ont l'apparence de figures de corrosion. Elles sont les mêmes sur les huit faces de l'octaèdre, mais elles n'indiquent pas nécessairement pour cette raison que le cristal est holosymétrique. Beaucoup d'octaèdres de diamant ont une rainure ou un sillon en place de chaque arête de l'octaèdre (fig. 421), et si ces angles rentrants indiquent des mâcles, les cristaux doivent appartenir en réalité à la classe de la tétraédrite (ditessérale polaire). Il y a eu beaucoup de discussions sur la question de savoir si le diamant est réellement octaé-

dral, comme il le paraît, ou tétraédral, comme le suggèrent les sillons ; on peut maintenant regarder le problème comme résolu en faveur de la tétraédrite, par les deux faits suivants : 1° On a trouvé plusieurs cristaux qui sont indubitablement d'habitus tétraédral ; la figure 420 représente un cristal courbe, qui est simplement l'hexatétraèdre de la figure 100 (p. 56) ; 2° la mâcle supplémentaire de pareils cristaux explique suffisamment les autres particularités de forme.

Dans la mâcle supplémentaire de deux octaèdres, supposons que les sommets saillants soient tronqués par les faces du tétraèdre inverse comme dans la figure 421. Le cristal mâclé présente alors l'apparence

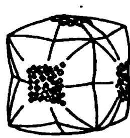


Fig. 423. — Diamant. Mâcle supplémentaire. Cube.



Fig. 424. — Diamant. Mâcle du spinelle.

d'un octaèdre à arêtes creusées ; et l'on remarquera que les faces de cet octaèdre appartiennent toutes à la même espèce de tétraèdre et présenteraient toutes les mêmes figures de corrosion si elles étaient attaquées. Si maintenant les cristaux interpénétrants sont, non pas des tétraèdres, mais l'hexatétraèdre de la figure 420, le cristal résultant est l'octaèdre à rainures courbes de la figure 422. C'est une forme caractéristique, bien que rare, du diamant. On peut expliquer d'autres cristaux courbes et à sillons, tels que le cube arrondi de la figure 423, comme dus à la même mâcle supplémentaire.

La forme ci-dessus, qui peut être décrite géométriquement comme due à une réflexion par rapport à une face du cube (100), n'est pas la seule mâcle connue dans le diamant. Les *mâcles du spinelle* de l'octaèdre (p. 102) unies le long de (111), comme dans la figure 424, ne sont nullement rares ; elles sont connues par les joaillers d'Amsterdam sous le nom de *Naht-steine*, par allusion à la ligne de suture ou à la jonction de mâcle des deux cristaux. Ces mâcles, comme c'est le cas pour les cristaux mâclés de bien d'autres substances, sont aplaties le long du plan de composition.

Seulement dans les dernières mâcles, le clivage parfaitement octaédral interrompu par l'angle rentrant ; les mâcles supplémentaires (de la figure 422) se clivent comme des individus isolés, puisque les faces {111} sont parallèles partout.

Ce clivage parfait est d'une grande utilité pour les tailleurs de diamants, parce qu'elle leur permet d'enlever les coins saillants et les parties inférieures des pierres, sans avoir à faire le travail du meulage; le travail de la taille des facettes sur un diamant est très grand en raison de son extrême dureté. Le diamant est par le fait la plus dure des substances connues, et on peut le distinguer facilement de tous les autres minéraux par cette propriété ; c'est pour cette raison qu'il est un des agents les plus puissants pour tailler, meuler et polir; et il ne peut être poli lui-même qu'avec de la poudre de diamant; il est employé comme pointe coupante pour la détermination de la dureté des autres minéraux au moyen du scléromètre (p. 129). On se sert généralement de disques métalliques chargés de poussière de diamant pour tailler des plaques minces de roches et autres substances dures pour le microscope, et la même matière est employée pour travailler et polir les pierres ornementales les plus dures. Le diamant est aussi utilisé comme pointes coupantes pour les fleurets destinés au forage des roches. On s'en est servi, pour tourner les axes des instruments de pesage, comme de l'outil le plus dur qu'on puisse se procurer. L'arête coupante employée par les tailleurs de verre est l'angle aigu entre une face naturelle courbe et un plan de clivage. On dit que son efficacité est due à la courbure qui empêche qu'il y ait plus d'un point de l'arête tranchante en contact avec le verre. Comme c'est probablement le cas dans tout cristal, la dureté est différente sur les faces des diverses formes, elle est plus grande sur une face du cube que sur une face de l'octaèdre. Les différents échantillons de diamants diffèrent aussi quelque peu en dureté, et les pierres d'Australie et de Bornéo sont réputées les plus dures.

La dureté et par conséquent la durée du diamant donne à ce minéral beaucoup de sa valeur comme gemme. D'autres minéraux (la titanite. par exemple) possèdent des propriétés optiques qui leur donneraient de la valeur comme gemmes, s'ils n'étaient pas aussi tendres, tandis que le diamant est pratiquement indestructible par le frottement; de plus il n'est pas attaqué par les acides.

L'indestructibilité du diamant était bien connue des anciens et rend compte du mot grec ἀδάμας (l'invincible), dont les mots modernes adamant, diamant, diamond, sont des corruptions. Il est certain que l'αδάμας des auteurs grecs ne se rapporte pas toujours au diamant; mais, dans tous les cas, il y a, dans l'*Historia Naturalis* de Pline, une description détaillée de la pierre qui mentionne sa dureté, sa résistance au feu, et sa rencontre avec l'or, et qui ne laisse aucun doute sur son

identification. Pline distingue six variétés. Il dit du diamant de l'Inde qu'il ressemble au cristal de roche par sa transparence et par ses terminaisons hexagonales pointues (*laterum sexangula lævore turbinatus in mucronem*) ; quelquefois, ajoute-t-il, il paraît formé de deux moitiés ressemblant à deux cônes unis par leurs bases. Nous pouvons peut-être reconnaître dans cette description une des formes mâclées.

Pline et beaucoup d'auteurs anciens et du moyen âge confondaient la dureté avec la ténacité, et il était énoncé que le diamant résiste à toutes les tentatives faites en vue de le briser, de sorte que, mis sur une enclume et frappé avec un marteau, l'enclume et le marteau auraient été brisés tous les deux avant que le diamant le fût lui-même. Suivant Bauer, les chercheurs de diamants ont été dans cette même erreur, et ont brisé beaucoup de belles pierres en les soumettant à cet essai. Les contes sur l'indestructibilité du diamant sont néanmoins rejetés par Böetius de Boot dans son livre sur les pierres, publié en 1609.

On croyait aussi le diamant incombustible, jusqu'à ce que l'expérience faite par les académiciens de Florence eût prouvé qu'on peut le brûler, soit dans un fourneau, soit par la concentration des rayons solaires. Newton avait auparavant affirmé que le pouvoir réfringent élevé du diamant indique que ce doit être une substance combustible.

Des expériences postérieures, notamment celles de Davy (1816) et de Krause (1890) ont prouvé que non seulement le diamant peut être brûlé, mais encore que le seul produit de la combustion est l'acide carbonique et que par suite le diamant est du carbone pur.

Un fragment de diamant peut être consumé, avec quelque difficulté, en le chauffant sur une feuille de platine au chalumeau ; mais il faut l'élever à une température d'environ 900° et l'y maintenir.

Bien que le diamant soit habituellement incolore, des cristaux jaunes sont communs, particulièrement dans l'Afrique du Sud ; le bleu, le vert et le rouge sont des couleurs rares et par conséquent ajoutent à la valeur de la pierre.

Quand on chauffe des diamants colorés, ils ne perdent pas leur couleur, bien qu'elle soit quelquefois altérée ; ceci indique que la couleur n'est pas due à des hydrocarbures, comme on l'avait supposé, mais probablement à des oxydes métalliques.

Le lustre est souvent plus graisseux qu'adamantin. Comme toutes les substances à lustre adamantin, le diamant possède un indice de réfraction très élevé (2,417), qui est tout à fait suffisant pour le distinguer des imitations artificielles faites avec du verre, puisque leur indice de réfraction n'est pas supérieur à 1,8. D'autres minéraux, qui ont un pou-

voir réfringent plus élevé, tels que la cuprite (2,85), le cinabre (3,02), la proustite (2,94), la crocoïte (2,42), l'anatase (2,55), le rutile (2,76), sont colorés et bien loin d'être transparents. En raison de cet indice élevé, tous rayons, qui rencontrent la surface interne d'un diamant sous des angles plus grands que 24,5° sont réfléchis totalement, de telle sorte que la lumière qui pénètre dans une pierre à belles facettes en sort de nouveau après des réflexions internes et ceci donne à la gemme un éclat extraordinaire. Ce résultat est admirablement atteint par la taille dite *en brillant*, dont la découverte est attribuée au cardinal Mazarin. La dispersion (0,063) est plus grande que celle de toutes les autres pierres précieuses, la titanite exceptée. C'est à elle que sont dues les couleurs brillantes (*le feu*) de la lumière réfractée par une facette de diamant.

Beaucoup de diamants sont parfaitement isotropes, mais quelques-uns montrent une double réfraction, que Brewster attribuait à une tension interne, parce qu'elle est surtout appréciable dans le voisinage de cavités ; il supposait que ceci prouve que le diamant a été jadis assez mou pour être compressible par les gaz contenus dans ces cavités; mais la biréfringence est souvent si régulière, indiquée qu'elle est par un réseau de bandes inclinées suivant l'angle de l'octaèdre, ou par un ensemble de champs triangulaires, qu'elle est évidemment en liaison avec la structure cristalline.

Ceci peut indiquer que le diamant est réellement pseudo-symétrique, comme l'avait supposé Mallard ; ou bien la biréfringence peut être due à des tensions et être le résultat ou bien d'une pression externe, lorsque le diamant s'est formé, ou d'une contraction pendant son refroidissement, ou de mâcles d'interpénétration.

Une propriété optique remarquable du diamant est sa phosphorescence ; on put faire émettre de la lumière à beaucoup d'échantillons en les frottant sur du bois, et ils donnent une très belle phosphorescence quand on les soumet à la décharge électrique dans le vide. On a observé que la lumière émise par les faces du cube est différente de celle émise par les faces de l'octaèdre.

Deux autres modifications remarquables du carbone sont généralement regardées comme des variétés de diamant. Le *Bort* est une substance translucide semi-cristalline, généralement de couleur plutôt foncée, et à face courbe drusique ; quelquefois une pierre unique se compose de diamant pour une partie et de bort pour l'autre. Le véritable bort du Brésil a une structure fibreuse radiale et est très estimé pour son usage dans les forages de roches. Cependant on se sert sou-

vent du mot bort pour désigner ces cristaux inférieurs et fragments de diamants qui sont impropres à faire des gemmes.

Le *carbonado* est une substance encore plus dure et plus compacte ; c'est une matière opaque, noir terne, quelquefois poreuse, de sorte qu'en apparence elle ressemble à du charbon, et est absolument dépourvue de clivages ; elle est quelquefois effectivement plus dure que le diamant lui-même ; en raison de ces qualités, elle a la plus grande valeur pour les forets.

Le carbonado ne se trouve que dans les dépôts de diamants de Bahia (Brésil), en fragments angulaires qui révèlent quelquefois une forme cristalline (cubique) grossière.

Dans l'Inde, au Brésil, à Bornéo et dans toutes les autres parties du monde, les diamants se trouvent dans les sables et graviers des rivières, où ils peuvent avoir résisté aux frottements des âges, en raison de leur dureté supérieure ; mais leur trouvaille dans de pareils dépôts secondaires ne jette aucune lumière sur l'origine réelle du minéral. Dans l'Afrique du Sud, cependant, où on les a trouvés primitivement dans les graviers de la rivière Vaal (les *river diggings*), on les a découverts subséquemment en bien plus grandes quantités dans les dépôts particuliers connus sous le nom de *dry diggings*, que nous décrirons plus loin.

La plupart des diamants les plus gros et les plus beaux se trouvent, comme l'on pouvait s'y attendre, dans les alluvions et les graviers des rivières où ils ont été séparés par l'action mécanique de l'eau des pierres plus légères et plus petites. Parmi les diamants les plus fameux, on peut citer le Kohi-Nur, qui pesait 186 carats, quand on l'a rapporté de l'Inde, et maintenant 106 carats après avoir été taillé ; l'Orloff, qui pèse (taillé) 93 carats, et qui est un joyau de la Couronne de Russie ; le Régent ou le Pitt, pesant (taillé) 137 carats, un des joyaux de la Couronne de France ; l'Étoile du Sud, pierre du Brésil, qui pesait 254 carats quand on l'a trouvée ; le diamant *vert* de Dresde, conservé dans les trésors de la famille royale de Saxe ; le diamant *bleu* Hope, qui a été volé avec d'autres joyaux français en 1792 ; le Stewart, pierre sud-africaine, qui pesait 288 carats quand on l'a trouvée ; et le Porter Rhodes, pierre sud-africaine blanche, qui ne pesait pas moins de 457 carats.

Localité remarquable.

Kimberley (Afrique du Sud). — Dans les *dry diggings*, le diamant se rencontre en octaèdres corrodés, à arêtes courbes (fig. 419) et lustre

tant soit peu graisseux, englobé dans une brèche serpentineuse verte, contenant des grains de grenat rouge, des grains de divers pyroxènes verts, des écailles brillantes d'un mica magnésien altéré (connu sous le nom de vaalite) et des granules noirs d'ilménite. Les dry diggings sont des puits verticaux de profondeur inconnue, qui ont 200 yards (environ 180 mètres) et plus de diamètre à la surface; les diamants sont disséminés à travers la matière serpentineuse brécheuse qui remplit ces puits ; cette matière est connue sous le nom de *blue ground* et contient des fragments de beaucoup de minéraux et de roches. On a émis diverses opinions touchant l'origine de ces vastes tuyaux et des diamants qu'on y trouve ; on a généralement admis que ces puits eux-mêmes sont volcaniques et que le blue ground est une péridotite altérée (roche à olivine) dans laquelle les diamants ont cristallisé ; et l'on a attribué l'altération de la péridotite à l'action thermale ; beaucoup d'auteurs ont recherché la source originelle du carbone dans les schistes carbonacés qui ont été recoupés et dissous par le blue ground. On a prouvé que ce dernier est un dissolvant possible du diamant en chauffant effectivement du diamant dans le blue ground, qui l'a corrodé, gravé et finalement dissous. On a trouvé tout récemment dans les dry diggings des blocs d'une éclogite contenant de petits diamants ; l'éclogite doit donc être regardée comme une roche mère du diamant dans le district de Kimberley.

Graphite. — Carbone, C. Pseudo-hexagonal. Forme commune, plaques hexagonales. Clivage, basal; parfait. Ployable. D = 1 . G = 2. Noir de fer. Trait, gris. Lustre métallique. Opaque. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer les cristaux de **Pargas** (Finlande) avec la description qui précède.

Graphite. — L'autre modification du carbone présente un contraste très marqué avec le diamant; c'est un des minéraux les plus tendres, comme le diamant est l'un des plus durs ; c'est un bon conducteur de l'électricité, tandis que le diamant ne l'est pas ; il se rencontre rarement en cristaux, et ce ne sont que des plaques hexagonales imparfaites avec stries triangulaires. Les cristaux de Finlande cités ci-dessus se trouvent dans un calcaire cristallin. On a fait des tentatives infructueuses pour déterminer le système du graphite au moyen des figures de percussion et des figures produites en le gravant par le gaz-chlore, mais elles ne sont pas suffisantes pour distinguer entre la symétrie hexagonale et la monoclinique ; dans le cas de beaucoup d'autres substances

dimorphes, dont une modification est cubique, la seconde est hexagonale, et l'on a argué que, pour cette raison, la présomption est en faveur de la symétrie hexagonale pour le graphite. Les cristaux de graphite ont été pour la plupart trouvés dans des schistes, gneiss et calcaires cristallins. En lames minces, le graphite se ploie ; il est graisseux au toucher.

La tendreur du graphite fait qu'il laisse une marque quand on le frotte sur du papier ; c'est ce qui le rend propre à faire des crayons, il sert pour polir les foyers ou comme lubréfiant sec ; son nom dérive de γραφω, j'écris. Le *black lead* (plomb noir, mine de plomb) de Borrowdale dans le Cumberland a été exploité depuis le xvie siècle ; c'est un graphite compact qui se rencontre en grandes quantités, associé à des roches ignées basiques.

La chaleur spécifique du diamant (0,12) à la température ordinaire est moindre que celle du graphite (0,18), mais elle devient à peu près égale (environ 0,5) à de hautes températures.

Le diamant n'est pas converti en graphite par la combustion ordinaire, mais il est transformé en une masse d'écailles de graphite quand on le chauffe dans l'arc électrique ; il est aussi noirci quand on le soumet au bombardement électrique dans un tube à vide, et ceci est probablement dû à une altération superficielle en graphite.

De nombreuses tentatives ont été faites pour effectuer le changement inverse et pour convertir d'autres formes de carbone en diamant, mais la plupart du temps sans succès. On obtient souvent le graphite lui-même comme produit artificiel ; par exemple, sous forme d'écailles cristallines qui se séparent du fer fondu qui contient du carbone, et comme ségrégations dans la préparation du carborundum. Cependant on peut à peine dire qu'on ait réussi à produire artificiellement le diamant jusqu'aux expériences récentes de Moissan. On sait depuis longtemps que des nodules graphitiques ne sont nullement rares dans le fer météorique ; on a extrait de certaines météorites des *cristaux cubiques* de carbone graphitique (cliftonite) dont quelques-uns peuvent être du diamant altéré ; et quelques météorites, et tout particulièrement une masse de fer trouvée au Canon du Diable dans l'Arizona, ont donné des cristaux effectifs de diamant de taille appréciable. Dans les expériences de Moissan, c'était aussi le fer qui était employé comme dissolvant. Du fer doux, renfermant du carbone pur était fondu dans le fourneau électrique et refroidi par immersion dans l'eau ; de cette manière le carbone dissous dans le fer à haute température était obligé de se séparer du dissolvant sous une grande pression produite par la croûte refroidie et

contractée du fer solide et il apparaissait sous forme de diamant cristallisé.

Localité remarquable.

Ceylan. — A Ceylan on exploite de grandes quantités de graphite; il y remplit de vrais filons dans la granulite et roches associées ; le graphite y a quelquefois une structure colonnaire transversale à la veine; mais dans les endroits où les roches ont été perturbées, le graphite tendre a été écrasé et contourné, et quelquefois réduit en une masse écailleuse semblable aux nodules formés dans le carborundum.

SOUFRE

Soufre. — S. Orthorhombique. Symétrie, holoaxe.

$$a : b : c = 0{,}813 : 1 : 1{,}903.$$
$$P = \{111\},\ p = \{11\bar{1}\};\ S = \{113\},\ n = \{011\},\ C = \{001\},\ e = \{101\}.$$
$$Pp\ (111) : (1\bar{1}\bar{1}) = 73^\circ 34',\ PC\ (111) : (001) = 71^\circ 39',\ eC\ (101) : (001) = 66^\circ 52'.$$

Forme commune, bipyramide. Clivage {001}, {110}, très imparfait. Friable. Fracture conchoïdale. D = 2 ; G = 2. Jaune soufre. Trait blanc. Lustre résineux adamantin. Transparent. Réfraction forte; $\beta = 2{,}04$. Biréfringence très forte, positive; $\gamma - \alpha = 0{,}290$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë perpendiculaire à C. 2H = 104°. $\rho < \upsilon$. Facilement fusible à 108°. Se volatilise et brûle. Insoluble dans les acides.

Comparer les cristaux de **Girgenti** (Sicile) avec la présente description.

Soufre (en allemand schwefel ; anglais, sulfur ; espagnol, azufre). On le trouve en grands et beaux cristaux à Girgenti, en Sicile. Ce sont généralement des bypiramides rhombiques (fig. 427) ; mais dans quelques échantillons, les cristaux sont sphénoïdaux d'une manière marquée (c'est-à-dire tétraédraux) dans leur habitus et il est par suite à peu près certain que le minéral appartient en réalité à la classe holoaxe. La figure 425 représente un pareil cristal ; et même dans la figure 427. P est légèrement plus grand que *p* ; mais il n'a pas été possible de trouver une différence extérieure certaine entre P {111} et *p* {1$\bar{1}$1}. On connaît des mâcles, bien que rares, qui n'obéissent pas à moins de quatre lois différentes : à savoir, par réflexion par rapport à (101), (011), (110) et (111). La figure 426 réprésente un cristal de la Solfatara de Cattolica en Sicile, mâclé ainsi par juxtaposition sur (1$\bar{1}$0) : les autres mâcles sont plus ou moins interpénétrantes, quelquefois même cruciformes. En outre de sa réfringence et biréfringence élevées, le soufre possède une autre particularité optique remarquable ; l'angle entre les

axes optiques primaires est de 72° 20′ et celui entre les axes optique secondaires est de 64° 57′; de sorte que l'angle entre un axe optique primaire et un axe optique secondaire, qui dans la plupart des minéraux, n'est que de quelques minutes seulement, est de 3° 42′ dans le soufre.

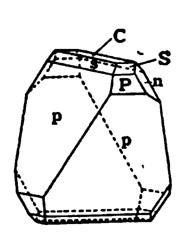


Fig. 425. — Soufre. Habitus tétraédral ; P {111} ; S {113}, *p* {1$\bar{1}$1}, *s* {1$\bar{1}$3}, *n* {011}, C {001}.

Fig. 426. — Soufre, mâclé suivant (1$\bar{1}$0).

La conductibilité du soufre pour la chaleur est si faible que la chaleur des doigts est suffisante pour faire éclater un cristal, si on le manie



Fig. 427. — Soufre, habitus ordinaire.



Fig. 428. — Soufre de Girgenti (British Museum).

sans précautions; si on le tient à la main près de l'oreille, on peut entendre un bruit de craquement dû à la même cause.

Les cristaux les plus beaux et les plus grands ne sont pas ceux qui ont été formés par la sublimation des vapeurs de soufre dans les régions volcaniques, mais ceux qu'on trouve (comme en Sicile) dans la marne ou l'argile, associés avec des minéraux tels que la calcite, l'aragonite, le gypse et la célestine, où ils paraissent s'être déposés d'eaux chaudes. Les dépôts de sublimation se rencontrent habituellement sous forme d'incrustations. Dans les veines métalliques, le soufre peut se présenter comme résultat de décomposition de sulfures. En raison de la variété

de ses modes d'origine, le soufre se trouve sous bien des formes; très communément comme masses réniformes, irrégulières ou terreuses; tandis que la couleur, particulièrement des variétés terreuses, peut être orangée, brune ou grise.

Le soufre est polymorphe; quand il a été fondu et qu'on le laisse cristalliser, il prend une forme entièrement différente appartenant au système monoclinique ; on a rarement (peut-être jamais) trouvé cette modification sous forme de minéral ; il passe facilement à la modification orthorhombique, qui est plus stable à la température ordinaire; en fait, les cristaux monocliniques artificiels deviennent graduellement ternes et friables passé un certain temps, par suite de leur conversion spontanée en minuscules bipyramides orthorhombiques. Les cristaux orthorhombiques peuvent s'obtenir en permettant au soufre de cristalliser de sa solution dans le bisulfure de carbone.

En outre de ces deux dernières formes, on n'a pas obtenu moins de trois autres modifications du soufre, dont l'une peut être isomorphe avec une des modifications du tellure.

Le soufre se distingue des autres minéraux par la facilité avec laquelle il brûle avec production de vapeurs acides (SO_2) à odeur piquante.

Localité remarquable.

Girgenti (Sicile) (fig. 428). Très beaux cristaux, — habituellement des bipyramides }111{ avec }113{ et }011{; plus rarement d'habitus tétraédral, accompagné de cristaux ou de croûtes cristallines de célestine blanche; cette dernière est en prismes ou en pyramides aiguës. Les meilleurs échantillons proviennent de Roccalmuto et de Cattolica; le soufre n'est pas un produit de sublimation volcanique, mais se rencontre dans des lits de marne calcaire, dans le calcaire nummitique.

GROUPE DE L'ARSENIC

Arsenic. — As. Hexagonal; symétrie, dihexagonale alternante (classe de la calcite. 100 : 010 = 94° 54'. Clivage }111{ parfait; }110{, imparfait. Cassant, légèrement sectile. Fracture irrégulière. D = 3 1/2. G. = 5,7. Blanc d'argent. Trait noir. Lustre métallique. Opaque. Se volatilise sans fondre. Oxydé par l'acide nitrique.

Comparer à la description précédente la matière cristalline de **Schneeberg** (Saxe).

Antimoine. — Sb. Hexagonal; symétrie, dihexagonale alternante (classe de la calcite). 100 : 010 = 92° 53'. Clivage }111{, parfait; }110, bon ; }11$\bar{1}${,

imparfait. Cassant. Fracture irrégulière. D = 3 1/2. G = 6,6. Blanc d'étain Trait, blanc d'étain. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible. Se volatilise. Oxydé par l'acide nitrique.

Comparer à la description précédente la matière cristalline d'**Andréasberg** (Hartz).

Bismuth. — Bi. Hexagonal; symétrie, dihexagonale alternante (classe de la calcite). 100 : 010 = 92° 20'. Clivage }111{ parfait ; }11$\bar{1}${, bon. Sectile. Fracture cristalline. D = 2 1/2. G = 9,8. Blanc d'argent (rougeâtre). Trait gris. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible. Se volatilise. Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer à la description précédente la matière cristalline du **Schneeberg** (Saxe).

L'arsenic, l'antimoine et le bismuth, trois minéraux qui ne se rencontrent généralement qu'en masses granulaires cristallines, ou en croûtes botryoïdales et curvilaminaires, constituent un groupe isomorphe d'éléments rhomboédraux, qui sont alliés au soufre par quelques-unes de leurs propriétés, et aux métaux proprement dits par d'autres. Ils peuvent être regardés comme un groupe de transition (isomorphe avec le tellure et le zinc) conduisant aux métaux. On peut les reconnaître à leur aspect métallique, à leur structure en plaques et à leur clivage basal brillant.

Les clivages rhomboédraux secondaires donnés ci-dessus peuvent être dus à une séparation le long de plans de mâcles. L'arsenic et l'antimoine natifs ont une importance commerciale considérable comme source de ces métaux. L'antimoine natif contient généralement de l'arsenic, tandis que le bismuth natif renferme à la fois de l'arsenic et de l'antimoine. De beaux cristaux ternis de bismuth ressemblant à des squelettes de cubes (l'angle de }100{ dans ce groupe est très voisin d'un angle droit) se forment par fusion durant la préparation de ce métal.

GROUPE DE L'OR

Or. — Au. Cubique, holosymétrique. Forme commune, octaèdre allongé. Malléable; ductile. Fracture hachée. D. = 2 1/2. G = 19,3. Couleur, jaune d'or. Lustre métallique. Opaque. Fusible (à 1 200°). Insoluble dans les acides, excepté l'eau régale.

Comparer à la description précédente les groupes cristallisés de **Californie**.

Or (anglais, gold; italien, oro). — Comme le diamant, il a toujours été un des minéraux les plus familiers en raison de sa valeur; et la valeur de l'or, comme celle du diamant, est due non seulement à sa rareté,

mais aussi à la durabilité du métal; il ressemble de plus au diamant en ce que son intérêt scientifique principal pour le minéralogiste résulte du mystère qui entoure son origine. D'autre part, tandis que les tentatives pour reproduire le diamant sont modernes seulement et ont été couronnées de succès, les essais de reproduction de l'or ont été abandonnés depuis les insuccès des alchimistes du moyen âge, pour lesquelles il était un problème fascinateur. Par contre, à l'inverse du diamant, il est durable, non pas en vertu de sa dureté, mais seulement parce qu'il résiste à l'action des dissolvants. C'est pour cette raison que des ornements d'or appartenant à des périodes très reculées nous ont été conservés. Le cloisonné trouvé en Égypte date de la douzième dynastie (2 500 ans avant J.-C.) et les instruments de silex à manches dorés, trouvés dans le même pays, sont encore beaucoup plus anciens.



Fig. 429. — Or.

Bien que les grosses masses d'or aient été trouvées sous forme de nuggets dans les graviers et les sables qui ont été une source si fructueuse de minéraux précieux, il est très rare de le rencontrer cristallisé dans ces conditions. Des cristaux bien définis sont tout à fait rares, mais on les trouve quelquefois dans les veines métallifères, ou dans les endroits où l'or est contenu dans les *reefs* de quartz, comme en Hongrie, Russie, Australie, Brésil et Californie. La forme des cristaux de Transylvanie en particulier a été soigneusement étudiée ; parmi eux sont des cubes et des cubo-octaèdres nettement définis, mais ils sont souvent en forme de baguette et allongés suivant l'arête suivant laquelle se coupent les faces du cube et de l'octaèdre, où ils sont en plaques et aplatis le long d'une face de l'octaèdre. Des baguettes et plaques de ce genre, réunis par mâcle suivant (111), donnent naissance à des groupes dentritiques et des surfaces tessellées remarquables.



Fig. 430. — Or. Groupe mâclé : A {100} ; *e* {210}.

La figure 430 représente la mâcle par laquelle vom Rath a expliqué la structure d'un groupe réticulé d'or de Hongrie. Chaque côté est en apparence un prisme rhombique de 70° 32′, mais c'est en réalité une combinaison de deux cubes allongés, terminés par les faces *e* }210{, étendues dans la direction d'une des diagonales d'une face du cube, une paire de ceux-ci sont mâclés ensemble, réunis le long de l'octaèdre et interpénétrants ; les faces A du cube sont striées parallèlement à leurs intersections avec *e*; plusieurs côtes sont de plus unies les unes aux autres suivant d'autres faces de l'octaèdre et par allongement le long d'autres diagonales des faces du cube.

La mâcle sur l'octaèdre et l'aspect difforme dû à l'allongement des cristaux suivant un axe ditrigonal, ou leur aplatissement suivant une face de l'octaèdre, suffisent pour expliquer les formes les plus fantastiques et les plus compliquées de l'or ; quelques-unes d'entre elles présentent l'aspect de pyramides hexagonales ou de plaques monocliniques et ont été décrites comme telles ; mais il n'y a pas de raison de croire que l'or soit autre chose que cubique et holosymétrique. En outre du cube, de l'octaèdre et du dodécaèdre, on peut souvent aussi distinguer des faces }*hk*O{ et }*hkk*{ mais les cristaux sont habituellement arrondis, courbés ou bossués, et par conséquent difficiles à déchiffrer. L'arrondissement des arêtes n'est pas due à une fusion, bien que l'or présente souvent tout à fait l'aspect de cristaux fondus.

Le métal est fusible vers environ 1 200° et, comme l'argent se met en globules si parfaitement sphériques que la mesure des dimensions d'un bouton obtenu dans un essai peut être employée comme mesure de la quantité d'or contenue dans l'échantillon.

Tout l'or contient plus ou moins d'argent; et les échantillons qui renferment le plus d'argent sont les plus pâles en couleur, et aussi les plus durs et les moins denses; avec 10 p. 100 d'argent seulement, le poids spécifique s'abaisse jusqu'à 17,7. On dit que l'or le plus pur est celui du Mount Morgan, dans le Queensland (99,7 p. 100 d'Au). La majeure partie de l'or de Hongrie contient environ 30 p. 100 d'argent. Depuis le temps de Pline, de semblables variétés argentifères d'or ont été appelées *electrum* (*ubicumque quinta argenti portio est, electrum vocatur*). Le nom d'électrum signifiait primitivement ambre, et il a sans doute été appliqué à l'or à cause de sa couleur. Les cristaux d'électrum de Hongrie sont parmi les plus nets et les plus beaux, et cette variété peut être regardée comme une solution solide des métaux isomorphes or et argent.

Il sera seulement nécessaire d'indiquer brièvement ici les divers

modes d'occurrence de l'or et les théories relatives à son origine, en tant qu'elles sont reliées aux propriétés du métal.

En outre les nuggets, grains et écailles d'or trouvés dans des sables et des graviers d'origine secondaire (placers deposits) qui, cela est bien clair, n'ont pas été formés à l'endroit où l'on les rencontre maintenant, il y a quatre types bien définis de dépôts d'or : 1° les veines métallifères, qui contiennent de l'or englobé dans des sulfures, ou les accompagnant, particulièrement des pyrtes de fer; 2° les reefs de quartz, qui sont des veines ou des masses de quartz contenant de l'or à l'état métallique disséminé à travers le quartz; c'est de dépôts de ce genre que proviennent beaucoup de cristaux qu'on voit dans les musées ; 3° la formation en *banket* des champs d'or de l'Afrique du Sud, qui est un conglomérat de quartzite riche en or si finement disséminé, qu'il est pour la plus grande partie invisible; 4° les incrustations siliceuses du Mount Morgan, dans le Queensland, où une geysérite ferrugineuse est richement imprégnée du métal.

Dans les trois derniers types de dépôts, on suppose généralement que l'or a été apporté en même temps que le silice par des solutions en circulation, et qu'il provient de la décomposition des sulfures métalliques dans lesquels il était primitivement contenu. L'affleurement des gîtes aurifères se compose généralement d'un quartz ferrugineux connu sous le nom de *gossan*, chapeau de fer (le *eisener Hut* des Allemands) qui est rempli d'hydrates et de silicates de fer, produits de décomposition de minerais de fer. Dans les dépôts du Mount Morgan, l'agent de dépôt paraît clairement avoir été l'eau chaude ; et l'on dit que l'eau chaude des Steamboat Springs de Navada dépose encore de l'or à l'époque actuelle.

D'autre part, on ne connaît d'autres composés naturels de l'or que les tellures, et l'on ne comprend pas comment l'or a pu entrer en solution, soit à l'état de chlorure, comme l'ont suggéré certains auteurs, soit à l'état d'un aurate alcalin, comme le soutiennent d'autres.

L'origine des nuggets, qu'on trouve dans les dépôts des placers, a été le sujet de pareille controverse, car on a affirmé qu'ils sont à la fois plus gros et plus purs qu'aucune des masses d'or rencontrées dans des reefs semblables à ceux d'où ils pouvaient provenir; en conséquence on a supposé qu'ils n'ont pas été lavés des débris de reefs, mais qu'ils se sont formés par accroissement dans ces dépôts par l'action de quelque solution en circulation. On a toutefois montré qu'un nugget poli et corrodé avec des acides révèle une structure cristalline, comme celle de la figure 4, page 5, et jamais une formation curvili-

naire ou en forme d'oignon, comme cela résulterait de dépôts successifs effectués autour d'un noyau.

L'or contenu dans les pyrites aurifères n'y est pas présent comme un composé dans un mélange isomorphe, mais sous forme de métal disséminé tout à travers le cristal. Quelquefois, dans les pyrites et les prismes d'aikinite de Beresox, dans l'Oural, il y a un noyau ou une baguette d'or qui semble indiquer que le métal s'est concentré mécaniquement dans le cristal, et il est possible qu'une pareille concentration mécanique se soit produite ailleurs et dans d'autres conditions.

Pour ce qui est de l'origine de l'or, on devra avoir présent à l'esprit que toute l'eau de mer, et beaucoup d'eaux douces, contiennent de l'or en quantités appréciables ; par le fait, cet élément est l'un des minéraux les plus vastement répandus.

Localité remarquable.

Verespatak (Transylvanie). — Les veines qui traversent les conglomérats, trachytes, andésites et dacites de cette région, ont été travaillées pour or depuis les temps romains. L'or, cristallisé ou de forme mousseuse, feuillée ou filiforme, accompagne l'améthyste et le quartz, la blende, calcite, rhodocrosite, pyrites de fer et autres minéraux ; il est généralement de couleur pâle et très mâclé.

A la série des *métaux pesants* natifs, qui sont pour la plupart malléables (ou s'aplatissent sous le couteau) et qui cristallisent dans le système cubique, appartiennent non seulement l'or, le cuivre, l'argent et le platine, mais aussi les métaux *mercure*, *plomb*, *fer*, *palladium et iridium*, ces cinq derniers se rencontrant rarement.

Parmi eux, l'or, l'argent, le cuivre, le mercure et le plomb sont isomorphes et constituent le groupe de l'or.

Argent. — Ag. Cubique, holosymétrique. Forme commune des cubes. Mâclé suivant (111). Malléable; ductile. Fracture hachée. D. = 2 1/2; G = 10,5. Blanc d'argent. Lustre métallique. Opaque. Fusible (à 1 050°). Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les groupes cristallisés de **Kongsberg** (Norvège).

Cuivre. — Cu. Cubique, holosymétrique. Forme commune, cubes pyramidés allongés $\{hk0\}$. Mâclé suivant (111). Malléable; ductile. Fracture hachée. D = 2 1/2. G = 8,9. Rouge de cuivre. Lustre métallique. Opaque. Fusible à 780°. Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les groupes cristallisés du **Lac Supérieur**.

Platine. — Pt. Système cubique, holosymétrique. Malléable, ductile. Fracture hachée. D. = 4 1/2. G = 19. Gris d'acier clair. Lustre métallique. Opaque. Infusible. Insoluble dans les acides, excepté l'eau régale.

Comparer avec la description précédente les grains cristallisés de **Nizhni Tagil** (Perm, Russie).

Les métaux de la série précédente sont rarement purs, et des mélanges isomorphes (ou alliages) sont communs; l'or, comme nous l'avons vu, renferme toujours de l'argent, dont la quantité varie de 0,3 à 10 p. 100 et plus; l'argent contient à la fois de l'or et du cuivre; le cuivre renferme de l'argent.

Le **mercure** ne se trouve qu'en globules, mais on sait qu'il appartient à ce groupe, car l'amalgame natif, alliage d'argent et de mercure, se trouve à Moschel (Bavière rhénane) en cristaux brillants blancs d'argent }100{ }110{ }111{ appartenant au système cubique ; de plus le mercure lui-même peut cristalliser en octaèdres quand on le refroidit à — 40° C.

L'or est peut-être dimorphe, car un alliage d'or et d'étain, ayant à peu près la composition $AuSn_5$, appartient au système tétragonal et est en apparence isomorphe avec l'étain.

Les cristaux de tous les minéraux appartenant à ce groupe sont rares ; le platine, comme l'or, se trouve le plus souvent en nuggets roulés, tandis que les cristaux d'argent et de cuivre ressemblent à de l'or cristallisé, en ce qu'ils sont généralement courbes, irréguliers ou squélétaux avec des arêtes arrondies. On a trouvé à Kongsberg, en Norvège, de très beaux cubes et cubo-octaèdres d'argent ; les cristaux squélétaux de ce métal sont dus à un allongement ou à un groupement dans la direction des diagonales du cube, comme le montre diagrammaticalement la figure 431. De même, dans la région minière du Lac Supérieur, on trouve le cuivre en cubes, octaèdres et dodécaèdres grands et distincts ; et la prévalence des faces }$hk0${, en combinaison avec ces formes et avec une élongation fréquente suivant l'axe ditrigonal, donne aux cristaux l'aspect de formes hexagonales compliquées. La figure 432 (d'après Dana) représente des cubes du

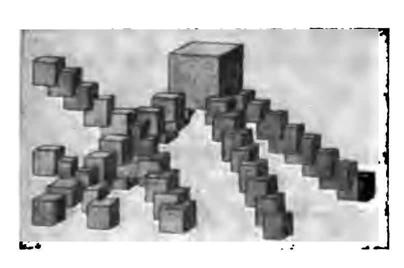


Fig. 431. — Argent. Formation squélétale.

Lac Supérieur, allongés suivant le plan de mâcle (qui est perpendiculaire au papier), de sorte que le cristal ressemble à une pyramide rhombique. Ces distorsions, et aussi le mâcle suivant (111), sont aussi communes avec l'argent et le cuivre qu'avec l'or, et beaucoup de ce qui a été dit plus haut pour ce dernier s'appliquera aussi à eux. En raison de ces causes, ils se présentent souvent en groupes dendritiques et arborescents, dont les frondes sont quelquefois dues à la formation parallèle de cristaux si allongés que les rayons se rencontrent suivant des angles de 60°, mais plus habituellement à la mâcle suivant les faces de l'octaèdre (voy. la fig. 398, p. 297). L'argent se trouve souvent en masses filiformes et fibreuses remarquables (fig. 433); l'or en feuilles, écailles et flocons minces, ou même sous forme de poussière.



Fig. 432. — Cuivre du Lac Supérieur; mâclé.

Leur malléabilité, leur couleur et leur poids sont suffisants pour distinguer ce groupe : l'or des pyrites de fer ou de la chalcopyrite et la poussière d'or des écailles de mica ; l'argent de l'argentite et autres sulfures sectiles ; le cuivre de tous les autres minéraux.



Fig. 433. — Argent en fils de Norvège (British Museum)

Le platine et l'or ne sont pas sujets à se ternir ; l'argent est habituellement plus ou moins noirci par une altération de surface et quelquefois converti en le sulfure noir d'argent (argentite) ; le cuivre est généralement brun ou noir sur une surface ternie et il est très sujet à

l'altération, en passant au carbonate bleu (chessylite), au carbonate vert (malachite), à l'oxyde rouge (cuprite) par lesquels il est souvent encroûté.

Plusieurs de ces métaux ont été trouvés en grandes masses ; le nugget d'or, le Welcome, trouvé à Ballarat en Australie, pesait 184 livres ; une masse d'argent de Kongsberg, actuellement conservée à Copenhague, pèse 500 livres ; et une masse de cuivre, trouvée dans les mines du Lac Supérieur, avait 13,5 m. de long et pesait 420 tonnes. On a aussi rencontré le fer en masses pesant jusqu'à 20 tonnes à l'île Disco dans l'ouest du Groenland ; le fer météorique de Cranbourne (Australie) au British Museum pèse 3,5 tonnes, et des masses de fer météorique encore plus importantes ont été trouvées dans plusieurs endroits de l'Amérique du Sud, où la sécheresse du climat les a préservées de la rouille. Le fer météorique, trouvé en 1897 au cap York, dans le nord du Groenland, était estimé peser 100 tonnes.

On avait supposé antérieurement que tout le fer est météorique ; mais on a prouvé que celui de Disco est d'origine terrestre, car il est associé avec un basalte contenant du fer disséminé en petits modules qui sont évidemment des constituants du basalte.

Localités remarquables pour l'argent et le cuivre.

L'argent et le cuivre se rencontrent habituellement dans des veines métallifères ; les deux localités suivantes sont remarquables et fournissent des échantillons typiques à la plupart des collections.

Kongsberg (Norvège). — Argent, non seulement en masses filiformes et fibreuses, mais aussi en cristaux très distincts d'habitus cubique dans de la calcite, du quartz, de la blende et de la galène ; l'argent est souvent transformé en argentite. Il se rencontre dans des veines qui ne produisent du métal et des minerais d'argent, que lorsqu'elles recoupent ce qu'on appelle les *fahlbands*, qui sont des lits gris de roche cristalline imprégnés de sulfures métalliques.

Région minière du Lac Supérieur. — On a trouvé à la fois du cuivre et de l'argent dans des conditions tout à fait particulières. Ils se rencontrent ensemble dans des roches basaltiques (mélaphyres) qui sont accompagnées de conglomérats et de grès, dans des veines dans le mélaphyre et aussi dans des cavités amygdaloïdes de cette roche ; ils sont associés à du quartz, calcite, prehnite, laumontite, analcime, datolite, natrolite, fluorine, et autres minéraux. Quelquefois les cavités

amygdaloïdes sont presque entièrement remplies de cuivre et un nodule isolé peut se composer en partie d'argent et en partie de cuivre. Les cristaux de calcite renferment quelquefois du cuivre. Les groupes mâclés de cuivre sont souvent allongés le long du plan de mâcle, ainsi que cela est indiqué dans la figure 432.

SECTION II

LES HALOIDES

FLUORINE

Fluorine. — Fluorure de calcium ; CaF_2 ; Ca = 51, 1, F = 48,9. Cubique, holosymétrique. Forme commune, le cube.

$$A = \}100\{,\ h = \}310\{,\ t = \}421\{.$$

Mâcles d'interpénétration ; axe de mâcles normal à (111). Clivage }111{, parfait. Cassante. Fracture, subconchoïdale. D = 4 ; G = 3,2. Pourpre. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente. Réfraction très faible ; $\mu = 1,43$: dispersion faible. Fusible avec difficulté. Décomposée par l'acide sulfurique.

Comparer à la description précédente les cristaux de **Weardale** (Durham).

Fluorine ou spath fluor (allemand, flusspath; français, chaux fluatée). C'est le seul minéral commun qui contienne l'élément fluor en grande quantité. C'est dans ce minéral que Scheele découvrit le fluor en 1771, bien qu'on ait gravé le verre un siècle plus tôt au moyen de la fluorine et de l'acide sulfurique.

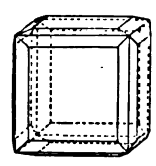


Fig. 434. — Fluorine ; Combinaison }100{ }310{.

La fluorine est très répandue et en beaux cristaux. Dans l'histoire primitive des mines, on la connaissait comme un associé fréquent des minéraux métalliques, sous le nom de *marmor metallicum* et il était très apprécié comme flux ; son nom est dérivé de *fluo*, je coule.

L'habitus de la fluorine est remarquablement constant ; il n'y a pas de minéral qui cristallise en cubes d'une manière plus persistante ; d'autres formes se montrent accidentellement, mais l'habitus de la combinaison est presque toujours la même. Le cube a quelquefois ses arêtes biseautées par un cube pyramidé }*hko*{, généralement }310{ ; il est plus rarement tronqué par le dodécaèdre, comme dans quelques échantillons de Redruth, dans la Cornouailles.

L'octaèdre est rare comme forme simple ; les « fluorines roses » bien connues, les cristaux roses de Göschenen et de Chamounix, sont des

octaèdres ; comme le sont aussi les cristaux incolores de Kongsberg, en Norvège, et de Striegau, en Silésie, comme aussi la fluorine rosée trouvée dans l'île de Giglio, près de l'île d'Elbe. Les arêtes des octaèdres sont rarement tronquées.

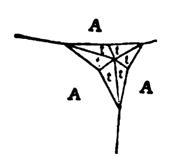


Fig. 435. — Fluorine. Sommet du cube avec *t* {421}.

Le cube pyramidé bas {310} se rencontre comme forme simple ; {*hko*} est si rare dans les autres minéraux qu'on le connaît quelquefois sous le nom de « fluoroïde ». Cette forme est particulièrement caractéristique pour certains cristaux de couleur violette de la mine de Trevaunance, Sainte-Agnès, Cornouailles, où elle est combinée avec le cube. Les autres formes simples sont rares ; le dodécaèdre et le trioctaèdre {441} ont été signalés tous les deux à Striegau en Silésie. L'hexaoctaèdre *t* {421} ne se rencontre qu'en combinaison et remplace les sommets du cube (fig. 435) dans les grands cristaux jaunâtres du Menheniot dans la Cornouaille.

Les exemples qui précèdent montrent la grande variété de formes qu'on trouve dans un minéral qui a été étudié de très près, quand bien même les échantillons communs pourraient être tout à fait simples (comme pour la fluorine).

La fluorine peut être corrodée avec l'acide chlorhydrique ou avec le carbonate de sodium ; ces deux dissolvants paraissent donner des figures de corrosion holosymétriques ; l'acide produit des monticules carrés et l'alcali des puits carrés sur les faces du cube ; des plaques de clivage corrodées avec HCl montrent quelquefois une division en trois secteurs ; toutefois ceci peut être dû seulement à la croissance du cristal radialement de son centre vers les faces du cube ; beaucoup de substances montrent des traces d'une pareille formation, de sorte qu'elles paraissent se composer de pyramides dont les sommets se rencontrent au centre du cristal. Dans la fluorine, ces « pyramides de formation » paraissent être les six pyramides dont les faces sont celles du cube.


Fig. 436. — Fluorine. Groupes mâclés de cubes.

Les mâcles sont extrêmement communes ; deux cubes sont réunis par interpénétration suivant la loi : — l'axe de mâcle est la diagonale du cube (c'est-à-dire une droite perpendiculaire à la face (111), ou

parallèle à une arête du dodécaèdre) les sommets d'un des cubes faisant saillie sur les faces de l'autre. Dans ces mâcles, au point exact d'émergence d'une arête, les faces du cube sont souvent relevées suivant une pyramide basse, composée de quatre faces voisines }*hko*{, comme on l'a mentionné à la page 113. Elles sont indiquées dans la figure 436. Les indices de ces faces voisines sont très élevés, par exemple }32-1-0{.

Les faces de la fluorine sont habituellement unies et brillantes, à l'exception de l'octaèdre, qui est terne. Les cristaux drusiques et polysynthétiques sont communs. L'état drusique de l'octaèdre et de quelques autres faces est souvent dû à une formation polysynthétique de petits cubes; un octaèdre peut quelquefois se composer de cubes assez grands pour être visibles, comme on l'a montré dans la figure 393; une formation polysynthétique de ce genre ne trouble pas le brillant des faces du *cube*, puisqu'elles sont composées des faces de subindividus qui tombent toutes dans le même plan.

La fluorine présente une grande variété de couleurs ; les cristaux incolores sont rares; les teintes jaunes, bleues, vertes et violettes sont communes, et nous avons mentionné ci-dessus les cristaux roses de Göschenen. Les fluorines améthystes et vertes du nord de l'Angleterre et les jaunes de Saxe sont communes dans les musées. La couleur change par la chaleur et on la suppose due à des hydrocarbures, ce qui peut rendre compte de la perte de poids éprouvée par les cristaux colorés quand on les chauffe. Les cubes sont quelquefois traversés par des bandes formées de couches de différentes couleurs parallèles aux faces du cube.

La plupart des fluorines présentent une biréfringence faible, qui varie aussi en bandes quand on examine le cristal entre les nicols croisés et qui indique la lamellation parallèle aux faces du cube; une coupe parallèle à (100) montre une lamination carrée, une parallèle à (111), une lamination triangulaire.

On n'a pas découvert de relation entre la couleur et la composition du minéral, et il n'y a pas de preuves que les lamelles biréfringentes soient dues à l'alternance de composés isomorphes ou de zones de composition variable. Les cristaux incolores (Suisse) sont dépourvus de biréfringence.

La fuorescence doit son nom à ce minéral et elle est le mieux en évidence dans certains échantillons richement colorés du Cumberland, qui paraissent améthystes ou bleu prune en lumière réfléchie et vert pâle en lumière transmise.

Les cristaux verts et rouges sont fortement phosphorescents ; on a donné le nom de « chlorophane » à certaines fluorines à phosphorescence dans les couleurs vertes, dans la croyance qu'elles étaient un minéral nouveau.

En raison de son pouvoir réfringent bas et de sa faible dispersion, combinés avec l'absence de biréfringence prononcée, la fluorine est très appréciable pour les besoins de l'optique et sert à faire des objectifs « apochromatiques » pour les microscopes ; mais les cristaux isotropes incolores sont extrêmement rares.

Comme elle est la seule substance qui ne soit pas attaquée par le fluor libre, la fluorine a été employée par Moissan pour faire des vases et des bouchons dans ses expériences sur l'isolement du fluor. On a établi la présence du fluor libre dans une fluorine violet foncé de Quinci, département du Rhône.

La fluorine se distingue facilement des autres minéraux communs à lustre vitreux par son clivage octaédral très parfait.

Deux variétés peu ordinaires de ce minéral sont : une fluorine massive, substance compacte sans clivage et à fracture esquilleuse ; et une fluorine terreuse, qui est tout à fait tendre et sans lustre.

La belle substance exploitée par le Derbyshire, comme matière ornementale pour vases, etc., sous le nom de « Blue John », est une fluorine cristalline, qui se rencontre comme revêtement de veines métallifères et qui se compose de bandes de couleurs variées.

La fluorine se trouve principalement comme minéral de filon, associé avec des minerais métalliques, de la barytine, de la calcite, etc. ; elle est aussi particulièrement caractéristique pour les filons stannifères qui se distinguent par la présence de composés fluorifères, tourmaline, topaze, apatite, etc., et qu'on suppose dus à la pneumatolyse ou à l'action des vapeurs du fluorure d'étain (voy. p. 428).

Il n'y a pas de minéral qui soit isomorphe avec la fluorine, excepté peut-être $CaCl_2$, *hydrophillite*, trouvé comme produit de sublimation au Vésuve, et qui cristallise en petits cubes.

Quelques localités remarquables.

Weardale (Durham) et **Alston** (Cumberland). — De beaux cubes de couleur prune ou verte, très fréquemment mâclés par interpénétration, proviennent de veines dans le calcaire, et les minéraux associés peuvent être le quartz, le calcite, les pyrites, la blende, le galène, la barytine, et la sidérose. La calcite est généralement en rhomboèdres aplatis $\{110\}$ avec le prisme $\{2\bar{1}\bar{1}\}$, et la sidérose ou spath brun est

aussi en rhomboèdres plats semblables. La barytine est en masses blanches courbes aplaties, généralement connues sous le nom de « cawk ». La fluorine est quelquefois pailletée de cristaux vitreux de quartz, calcite ou sidérose.

Derbyshire. — Des mines de plomb proviennent des cristaux pourpres ou lilas, quelquefois avec un centre jaune, sur du quartz de filon ou de la calcite cristallisée, associés avec des cubo-octaèdres de galène et de la blende noire ; la calcite est en prismes terminés par }110{, ou en rhomboèdres plats seulement.

Sainte-Agnès (Cornouailles). — Dans les veines métallifères, dans le schiste (ou « killas ») de ce district stannifère, on trouve des cubes pyramidés violets foncés }310{, généralement combinés avec de petites faces du cube, sur de la chlorite foncée cristallisée, avec quartz et cubes de pyrites. La fluorine est quelquefois verte en dessous et passe au violet foncé à la surface.

Chamounix (Savoie). — Beaux *octaèdres* rouges-roses, sur du quartz enfumé, avec titanite adulaire.

Gersdorf (Saxe). — Des cubes transparents bruns et jaunes sont associés avec des groupes de barytine tabulaire et de petit cristaux de chalcopyrite à habitus tétraédral.

En dehors de la fluorine, les seuls haloïdes qui soient un peu communs ou importants sont quelques-uns des minéraux qui appartiennent au groupe du sel et le minéral cryolite.

GROUPE DU SEL

Sel. — Chlorure de sodium ; Na Cl ; Na = 39,4, Cl = 60,6. Cubique. Forme commune, le cube. Clivage }100{ parfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 2 1/2. G = 2,2. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent. Réfraction faible ; $\mu = 1,54$. Goût salin. Fusible. Soluble dans l'eau.

Comparer à la description ci-dessus les cristaux de **Wieliczka** (Pologne).

Sylvine. — Chlorure de potassium ; KCl ; K = 52,4, Cl = 47,6. Cubique ; symétrique, holoaxe. Forme commune, des cubes. Clivage }100{ parfait. Cassant. Fracture irrégulière. D = 2. G = 1,9. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent. Réfraction faible ; $\mu = 1,49$. Goût salé, amer. Fusible. Soluble dans l'eau.

Comparer à la description précédente les cristaux de **Stassfurt** (Prusse).

Le **sel de roche** cristallise en cubes, généralement sans aucune modification ; de bons exemples proviennent de Stassfurt en Prusse et de

Wieliczka en Pologne ; les cristaux octaédraux sont relativement rares.

Les cristaux naturels diffèrent considérablement dans leur apparence de ceux qu'on obtient par l'évaporation de l'eau salée dans les manufactures de sels du Chelshire et autres endroits ; ces derniers sont toujours des cristaux squélétaux ou des cristaux octaédraux en trémies formés par l'aggrégation de petits cubes (comparer la figure 363).

La **Sylvine** (ainsi nommée du *sal digestivus sylvii*, l'ancien nom pharmaceutique pour le sel) a été découverte pour la première fois comme produit de sublimation volcanique au Vésuve, mais on a trouvé subséquemment de bien plus beaux échantillons associés avec les dépôts de sel de Stassfurt et de Kalusz en Galicie ; parmi ceux-ci il y a des cristaux aussi parfaits que ceux du sel et beaucoup plus riches en faces. Les màcles sont presque inconnues dans ces deux minéraux, mais on a observé des lamelles màclées dans le sel.

Le sel ordinairement massif, fibreux ou granulaire, est la plupart du temps impur ; il contient du chlorure de magnésium et des sulfates de calcium et de magnésium ; il peut prendre différentes teintes de jaune, rouge et bleu ; on voit dans la plupart des collections une variété très remarquable bleu foncé provenant de Stassfurt ; sa couleur a été attribuée diversement à un chlorure inférieur de sodium, au soufre et à une interférence due à des cavités incluses. Il est vrai que Bunsen obtenait une masse bleue foncée en fondant du potassium avec KCl, mais il n'y a pas de preuve directe que la couleur bleue du sel de roche soit due à un chlorure inférieur.

Le sel et la sylvine sont tous deux solubles dans environ trois parties d'eau ; la couleur violette que la sylvine devrait donner à une flamme peut être masquée par la présence du sodium ; mais les deux minéraux peuvent se reconnaître facilement à leurs goûts caractéristiques combinés avec leurs clivages cubiques parfaits. Le sel et la sylvine montrent tous les deux des traces de biréfringence.

Ces deux minéraux sont extrêmement diathermanes et des blocs de clivage de sel de roche ont été pour cette raison très utiles dans des expériences thermales, où il a été nécessaire d'enfermer des gaz, par exemple, dans un tube à extrémités transparentes qui transmettent les rayons calorifiques avec facilité.

Le **sel ammoniaque**, NH_4Cl se rencontre en cristaux blancs comme incrustation sur des laves au mont Vésuve.

La **cérargyrite** (argent corné, chlorargyrite) AgCl, comme le bromure et l'iodure d'argent, a une apparence cornée très caractéristique, souvent citée par les auteurs du XVIe siècle, qui décrivent un minéral qui

est transparent comme la corne d'une lanterne. Les cristaux sont rares, mais on trouve des cubes portant des faces de }110{, }111{, etc.; ils sont quelquefois mâclés sur des faces de l'octaèdre.

Les sels haloïdes d'argent se reconnaissent facilement à leur lustre adamantin, à leur aspect corné et à leur sectilité; ils fondent facilement et donnent un globule d'argent métallique. Le chlorure d'argent est le composé qui se précipite des sels d'argent par l'acide chlorhydrique; ceci peut servir à rappeler aux élèves que la cérargyrite est insoluble dans les acides, mais soluble dans l'ammoniaque.

Comme les composés d'argent employés en photographie, le minéral s'altère rapidement par exposition à l'air, en prenant une couleur noire ; dans la nature on le trouve avec bien des couleurs, gris, vert, jaunâtre et bleuâtre.

Dans tous les minéraux de ce groupe, le chlore peut se reconnaître par la couleur bleu foncé qu'il communique à la flamme oxydante quand on le chauffe dans une perle de sel de phosphore saturé d'oxyde de cuivre.

Ce groupe contient un certain nombre de chlorures, bromures et iodures cubiques d'éléments monovalents et du radical ammonium, et on peut y ajouter les cyanures et fluorures, puisque KCN, NH_4. CN, NaF, KF, cristallisent dans le système cubique, bien qu'on ne les rencontre pas comme minéraux. On connaît aussi comme minéraux des mélanges isomorphes cubiques des bromures, iodures et chlorures d'argent. D'autre part AgI cristallise dans le système hexagonal, mais il devient cubique par ses propriétés quand on l'élève à la température de 146°, et l'on connaît aussi une modification qui est cubique aux températures ordinaires ; il n'y a donc pas de doute que le groupe tout entier ne doive être regardé comme dimorphe.

Les octaèdres de sel ammoniaque, corrodés par l'eau, développent des facettes de }875{, montrant une symétrie holoaxe. La sylvine, traitée de la même manière, donne des facettes semblables de }931{, mais les autres membres du groupe se comportent comme entièrement holosymétriques. Aucuns des cristaux de ce groupe ne montrent de polarisation rotatoire, qu'on aurait peut-être pu attendre de leur symétrie énantiomorphe.

CRYOLITE

Cryolite. — Fluorure de sodium et d'aluminium; Na_3AlF_6; Na = 32,8, Al = 12,8, F = 54,4. Triclinique.

(110) : (1$\bar{1}$0) = 88° 2′; (001) : (110) = 89° 52; (001) : ($\bar{1}$01) = 55° 17′.

Clivage }001{ parfait; }110{ et }$\bar{1}$01{, à peu près parfait. Cassante. Fracture inégale. D = 2 1/2. G = 3,0. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente. Réfraction faible; $\beta = 1{,}36$. Double réfraction faible, positive. Plan des axes perpendiculaire à (010); bissectrice aiguë 44° 5′ sur la normale (001); 11° 12′ sur la normale à ($\bar{1}$01); 2E = 59° 24′; $\rho < \upsilon$. Facilement fusible. Décomposée par l'acide sulfurique.

Comparer à la description précédente la matière cristallisée d'**Arksukfiord** (Groenland).

La **cryolite** est intéressante en ce qu'elle a été pendant longtemps la seule source d'aluminium et elle est encore un minerai important servant à fabriquer ce métal. Il existe une large couche de cryolite dans le gneiss d'Ivigut, dans l'Arkuskfiord (ouest du Groenland) où elle a été découverte vers 1795. C'est une substance incolore ou blanc pur, mais elle est dans certaines parties colorée en rouge ou en brun par de l'oxyde ferrique. Les surfaces des fissures dans le minéral massif sont tapissées de cristaux clairs, transparents, qui ressemblent à des cubes, avec un clivage cubique prononcé, et elles sont généralement disposées en positions parallèles. On démontre facilement que le minéral est un fluorure par le développement de HF, quand on le chauffe avec de l'acide sulfurique; il se distingue de la fluorine par le clivage presque rectangulaire, la striation oblique (fig. 437) et la fusibilité facile.



Fig. 437. — Cryolite.

La cryolite fond à la flamme d'une bougie et à reçu son nom (κρύος, λιθος pierre de glace) de cette particularité. Le système cristallin est difficile à déterminer et pendant longtemps il a été douteux si le minéral est monoclinique ou triclinique. L'examen optique et la corrosion par l'acide sulfurique montrent que les cristaux présentent des mâcles répétées et qu'ils appartiennent au système triclinique, mais leur habitus est monoclinique.

SECTION III

LES MONOSULFURES

GROUPE DE LA GALÈNE

Galène. — Sulfure de plomb ; PbS ; Pb = 86,6 ; S = 13,4. Cubique, holosymétrique. Forme commune, cubo-octaèdre.

A = }100{ ; *o* = }111{ ; *d* = }110{ ; *p* = }221{.

Clivage }100{ parfait. Presque sectile. Fracture unie. H = 2 1/2. G = 7,5. Gris de plomb. Trait, gris de plomb. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible après décrépitation. Décomposé par l'acide nitrique.

Comparer à la description précédente les cristaux de **Neudorf** (Harz).

La **Galène** (anglais, galena ; allemand, bleiglanz) est le minerai commun de plomb, et la galène argentifère a une valeur et une importance encore plus grandes comme minerai rémunérateur d'argent. Le nom de galène est employé par Pline. Ce minerai est un constituant fréquent des veines métallifères, où il se rencontre quelquefois en fins cristaux, habituellement des cubes ou des cubo-octaèdres (fig. 438 et 442). Il a généralement l'habitus cubique. Dans quelques localités, comme à Neudorf dans le Harz, l'habitus est octaédral et les arêtes de l'octaèdre sont biseautées par une série

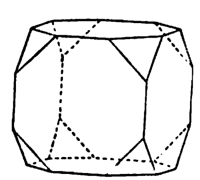


Fig. 438. — Galène. Cubo-octaèdre.

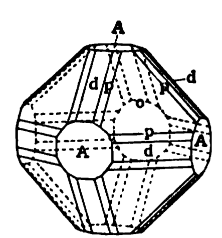


Fig. 439. — Galène, de Neudorf ; *o* }111{, A }100{, *d* }110{. *p* }221{.

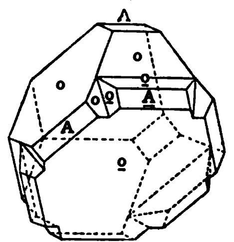


Fig. 440. — Galène, mâclée sur (1̄1̄1).

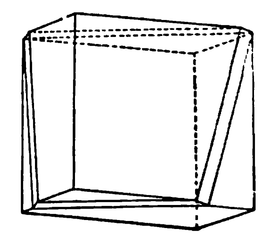


Fig. 441. — Galène, avec lamelles mâclées (441̄).

de plans }*hkl*{, qui donnent au cristal une apparence arrondie (fig. 439).

Les faces du cube de la galène se composent souvent en réalité de faces voisines très plates, non seulement }*hko*{, comme dans la fluorine, mais aussi }*hkk*{ ; ces dernières remplacent chaque face du cube par quatre facettes (à peu près) carrées qui tombent presque dans un plan. Les faces de la galène sont rarement unies ou brillantes.

Les mâcles ne sont pas fréquentes, mais quelquefois elles se produisent suivant le type du spinelle, l'axe de mâcle étant l'axe ditrigonal et le plan de composition la face de l'octaèdre à laquelle il est perpendiculaire ; quelquefois les individus s'interpénètrent comme dans la figure 440 ; dans l'un et l'autre cas ils sont aplatis le long du plan de composition, de telle sorte que la mâcle peut présenter l'apparence d'une mince plaque hexagonale reposant sur une autre.

Les cristaux de galène sont quelquefois traversés par des stries et des bandes dont la direction est indiquée dans la figure 441 ; on peut les voir sous forme de lignes denteléees sur les surfaces de clivage et l'on suppose que ce sont des lamelles mâclées parallèles habituellement à (441), mais aussi à d'autres plans tels que (331), (311). De pareilles lamelles donnent quelquefois une apparence rubannée à la galène massive ; elles sont peut-être dues à la pression, car on peut produire artificiellement des plans de glissement suivant ces directions en comprimant un cristal du minéral.

Le clivage cubique parfait de la galène est son trait le plus en évidence. Une variété très remarquable, quoique rare, qu'on a maintenant trouvée dans plusieurs localités, possède un clivage, non pas cubique, mais parfaitement *octaédral ;* cette exception curieuse n'a pas été expliquée d'une manière satisfaisante ; on a trouvé dans la plupart des cas que les cristaux présentant le clivage octaédral contiennent de 1 à 2 p. 100 de Bi_2S_3 ; on dit que le clivage devient cubique après que le minéral a été chauffé, et le changement se produit sans décrépitation, ce qui est d'autant plus remarquable, (1) parce que la galène ordinaire décrépite quand on la chauffe, et (2) parce que des changements soudains dans la structure cristalline sont assez souvent accompagnés de décrépitation ; il est remarquable aussi que le chauffage ne produit pas de changement dans la densité.

La galène se trouve habituellement à l'état granulaire et massif, presque compact (en allemand, bleischweif), mais dans presque tous les échantillons on peut distinguer les facettes brillantes du clivage cubique, qui donnent au minéral une apparence éclatante. Les expériences de corrosion et les figures de percussion de la galène confirment toutes son caractère holosymétrique en apparence.

La galène se reconnaît facilement à son clivage cubique, et l'identification est confirmée par la tendreté, la couleur gris de plomb, la haute densité et la réduction en un globule de plomb sur le charbon. Le clivage est indiqué sur le côté gauche de la figure 442. Presque toute la galène contient de l'argent, et bien que ce dernier ne monte pas souvent à plus de 1 p. 100, ce minéral est l'un des minerais d'argent les plus avantageux.



Fig. 442. — Galène, de Joplin, Missouri.

Un gisement remarquable est celui de Commern, dans l'Eifel, où l'on trouve la galène dans le grès bariolé à l'état de nodules concrétionnaires de forme sphérique.

La galène est quelquefois ternie en bleu ; quand elle se décompose, elle donne généralement naissance à du carbonate et du sulfate, de sorte qu'elle est souvent accompagnée de cristaux incolores (comme à Monte Poni, en Sardaigne) ou de croûtes terreuses blanches de cérusite et d'anglésite.

Dans les mines de plomb de Huelgoat en Bretagne, et de Wheal Hope près de Truro, dans la Cornouailles, on trouvait autrefois de larges prismes hexagonaux composés de galène ; ce sont des cristaux de phosphate de plomb qui ont été transformés en sulfure, en d'autres termes des pseudomorphoses de pyromorphite en galène.

Quelques localités remarquables :

Derbyshire (et le nord de l'Angleterre). — Cristaux d'habitus cubique, généralement des cubo-octaèdres, associés avec de la calcite, fluorine, quartz, blende, pyrite et barytine, dans des veines traversant le calcaire. Ces veines sont, et ont été longtemps exploitées comme mines de plomb.



Fig. 443. — Galène sur sidérose, de Neudorf (British Museum).

Neudorf (et autres localités) dans le district du Harz. — Cristaux d'habitus octaédral et *mâcles du spinelle*, associés à du quartz, calcite, sidérose (en rhomboèdres bruns tendres {100}), fluorine, chalcopyrite, et blende, aussi bournonite et tétraédrite, dans des veines traversant des schistes argileux (fig. 443) ; la galène est argentifère.

Jasper County (Missouri). — Aux mines du Joplin, beaux cubes, avec faces de l'octaèdre, sur une dolomie cristallisée blanche ou rose ; avec de la blende colorée en rouge de rubis, et de la chalcopyrite en petits cristaux d'hahitus tétraédral, qui sont habituellement situés sur la blende.

Argentite. — Sulfure d'argent; Ag_2S; Ag = 87,1, S = 12,9. Cubique. Forme commune, le cube. Clivage }100{ }110{ imparfait. Sectile. Fracture, sub-conchoïdale. D = 2 1/2. G = 7,3. Gris de plomb foncé. Trait de même couleur, brillant. Lustre métallique. Opaque. Fond facilement et donne des vapeurs sulfureuses.

Comparer à la description précédente les cristaux de **Kongsberg** (Norvège).

L'**Argentite**, le seul membre important de la série cubique, en outre de la galène et de la blende, se rencontre quelquefois en cubes rudes, irréguliers, ou en octaèdres, mais il est le plus souvent en plaques, terreux, dendritique, etc. Comme beaucoup d'autres minerais d'argent, il est généralement converti à sa surface en un sulfure d'argent noir terreux. C'est un minerai d'argent important et il est quelquefois suffisamment abondant pour être exploité sur une large échelle, par exemple dans le Nevada et le Mexique. Le minéral se reconnaît facilement à sa sectilité, à son trait brillant et au bouton d'argent qu'il donne par réduction sur le charbon. Il ne pourrait être confondu qu'avec des sulfures rares et des séléniures d'argent, de mercure et de cuivre, dont plusieurs existent ; mais il ne contient lui-même ni sélénium, ni mercure, ni cuivre.

GROUPE DE LA BLENDE

Blende. — Sulfure de zinc ; ZnS ; Zn = 67, S = 33. Cubique. Symétrie ditessérale polaire. Formes communes, }110{ avec tétraèdre. Mâclée sur (111).

d = }110{, m = }311{, A = }100{, o = }111{, ω = }$\bar{1}$11{.

Clivage }110{ parfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 3 1/2. G = 4. Jaune. Trait jaune pâle. Lustre adamantin. Sub-transparente. Réfraction très élevée ; μ = 2,37. Fusible avec difficulté. Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer à la description précédente les cristaux de **Kapnik** (Hongrie).

La Blende, le plus important minerai de zinc, est un minerai extrêmement commun, spécialement comme constituant de veines métallifères. Le nom, terme minier allemand signifiant *aveugle* ou *trompeur*, a été primitivement donné à cette substance, comme minerai métallique ressemblant à de la galène, mais ne donnant pas de plomb ; son

autre nom moderne, sphalérite, est une traduction du mot blende (σφαλερός, trompeur). Bien qu'il ne soit plus vraisemblable qu'on la prenne par erreur pour de la galène, si l'on fait attention au clivage, la blende est si variable en couleur et en apparence qu'elle trompe souvent l'œil et est difficile à reconnaître.

Les cristaux noirs ordinaires sont des combinaisons du dodécaèdre $\{110\}$ avec les faces arrondies de $\{311\}$ (fig. 444). Les cristaux verts et

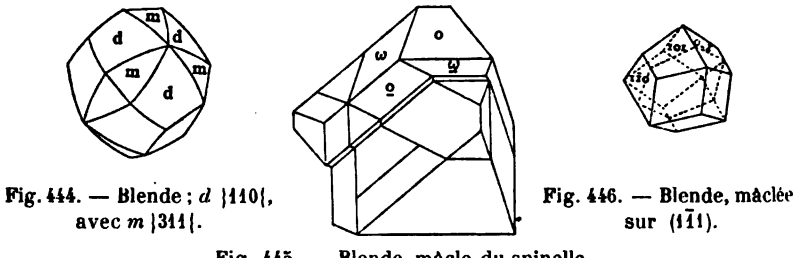


Fig. 444. — Blende ; *d* $\{110\}$, avec *m* $\{311\}$.

Fig. 445. — Blende, mâcle du spinelle.

Fig. 446. — Blende, mâclée sur $(1\bar{1}1)$.

jaunes de Hongrie montrent les faces du dodécaèdre, du tétraèdre, du cube et d'autres formes. Des cristaux tétraédraux simples sont rares; on trouvait autrefois des tétraèdres noirs dans quelques-unes des mines du district de Saint-Agnès, en Cornouailles ; ils ont quelquefois leurs arêtes tronquées par le cube et leurs sommets par le tétraèdre complémentaire. Toutes les fois que les deux tétraèdres se rencontrent ensemble, l'un est uni et brillant, tandis que l'autre est strié ou terne. Ces deux formes peuvent aussi se distinguer par la corrosion au moyen de l'acide chlorhydrique (fig. 447).

Dans la plupart des localités; les cristaux de blende sont traversés par des lamelles mâclées parallèles aux faces du tétraèdre. On trouve quelquefois des cristaux mâclés simples du type du spinelle et d'habitus octaédral ; dans ceux-ci les faces brillantes du tétraèdre *o* $\{111\}$ sur un individu sont opposées aux faces ternes de l'autre tétraèdre ω $\{1\bar{1}1\}$, (fig. 445), de telle sorte que la mâcle peut être décrite comme une hémitropie autour de l'axe ditrigonal, et non pas une réflexion sur la face du tétraèdre à laquelle cet axe est perpendiculaire. Même dans une mâcle du spinelle de cette sorte, chaque individu est souvent traversé par des lamelles mâclées parallèles aux autres faces du tétraèdre. Dans un dodécaèdre mâclé, les six faces de l'un des individus qui sont parallèles à l'axe de mâcle coïncident avec les six faces de l'autre individu (fig. 446) de sorte que la mâcle peut échapper à première vue ; mais on ne trouve pas dans la blende les mâcles complémentaires telles que celles qui donneraient un aspect holosymétrique aux cristaux, comme dans

le diamant. En plus de la corrosion, les expériences pyro-électriques ont démontré la nature polaire des axes trigonaux de la blende ; si une plaque isolée, taillée perpendiculairement à un de ces axes, est amenée en contact avec du métal chauffé, elle devient électrisée positivement ou négativement au point de contact, suivant que l'une ou l'autre face est soumise à l'expérience ; on observe l'électrisation au moyen d'un électromètre réuni au métal chauffé.



Fig. 447. — Blende {111}, {1̄11}, {100}, corrodée.

Le clivage dodécaédral parfait (angles de 60°) et le lustre adamantin servent à distinguer la blende des minéraux qui lui ressemblent ; les variétés noires peuvent à première vue être prises pour de la horneblende qui a à peu près le même angle de clivage.

On trouve très communément la blende à l'état massif, botryoïde et curvilaminaire ; les variétés curvilaminaires et réniformes sont connues en Allemagne sous les noms respectifs de *schalenblende* et *leberblende*. D'autre part on peut reconnaître sous le microscope que la plupart des variétés *fibreuses* du sulfure de zinc sont biréfringentes et sont en réalité la wurzite hexagonale (voy. p. 380). La blende elle-même est habituellement tout à fait isotrope.

La plupart des échantillons contiennent du fer, auquel sont probablement dues les grandes variétés de couleurs ; la blende noire en renferme une proportion considérable ; elle paraît être un intermélange isomorphe de FeS, qui peut être présent jusqu'à la proportion de 15 à 20 p. 100. L'indium et le gallium ont été tous les deux découverts dans la blende et le minéral contient aussi du manganèse, du cadmium, du thallium et de l'étain. La blende absolument pure, comme celle de Franklin (New-Jersey) connue sous le nom de *cleiophane*, est incolore.

Le minéral est remarquablement exempt d'altération ou de ternissure, mais il est quelquefois converti dans le sulfate ou le carbonate terreux blanc.

Le zinc dans la blende est décelé par le sublimat sur le charbon dans la flamme réductrice (table E,), mais le minéral peut aussi donner un enduit d'oxyde de cadmium ; le soufre se trouve en chauffant dans le tube ouvert. Le fer sera généralement indiqué par la perle de borax après grillage.

La blende occupe souvent les veines métallifères, particulièrement en association avec la galène, chalcopyrite et autres sulfures, avec la barytine, la fluorine et le quartz.

Quelques localités remarquables :

Alston Moor et autres endroits dans les districts miniers plombifères du nord de l'Angleterre. De la blende noire lustrée (connue localement sous le nom de ***blackjack***) se rencontre dans des veines et des cavités (***flats***) du calcaire de montagne, associée avec quartz, calcite, galène, pyrites, fluorine, et barytine ; la blende est en cristaux courbes de l'habitus de la figure 444. Les groupes qui sont accompagnés d'aggrégations arrondies ou en crêtes de barytine tubulaire blanche (connus localement sous le nom de *cawk*) sont tout particulièrement beaux.

Binnenthal (Suisse). — De petites fissures dans la dolomie blanc de



Fig. 448. — Blende, dans de la dolomie, de Binnenthal.

neige contiennent des tétraèdres bruns ou brillants de blende, accompagnés par des cristaux également brillants de galène, de réalgar écarlate et d'autres composés métalliques sulfurés. La blende est quelquefois en cristaux d'habitus cubo-octaédral, montrant des lamelles mâclées fréquentes. La dolomie est traversée par de minces bandes de pyrite de fer cristallisée, comme le montre la figure 448.

Schemmitz et autres localités dans les districts miniers auro et argentifères de la Hongrie. — Les gîtes métallifères dans la propylite et autres roches contiennent de la blende jaune pâle et verte en cristaux complexes d'habitus dodécaédral, très lamellés, et associés avec du quartz (souvent de l'améthyste) d'habitus trigonal (fig. 501, p. 440) de la galène argentifère, de la pyrite et de la chalcopyrite. Voir aussi la description de la tétraédite de **Kapnik** (p. 406).

GROUPE DE LA MILLÉRITE

Millérite. — Sulfure de nickel : NiS ; Ni = 64, 6, S = 35,4. Hexagonale.

$a : c = 1 : 0,988.$

Cassante. D = 3 1/2; G = 5,5. Jaune de laiton. Trait noir verdâtre.

Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer à la description précédente les cristaux aciculaires de **Merthyr Tydvil** (Glamorganshire).

Nickéline. — Arséniure de nickel ; NiAs ; Ni = 43,9 ; As = 56,1. Hexagonale.

$$a : c = 1 : 0,819.$$

Cassante. Fracture irrégulière. D = 5 1/2 ; G = 7,5. Rouge de cuivre. Trait noir brunâtre. Lustre métallique. Opaque. Fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer à la description précédente la matière cristallisée de **Sangerhausen** (Saxe prussienne).

Millérite, pyrite capillaire (allemand, nickelkies, haarkies).

Nickéline, niccolite, copper nickel (allemand, rothnickelkies, kupfernickel).

Les deux minéraux décrits ci-dessus se reconnaissent facilement, la millérite par sa couleur de laiton et par sa structure fibreuse ou aciculaire (qui est très peu habituelle parmi les autres sulfures métalliques jaunes). Les cristaux aciculaires les plus fins, comme des cheveux, se rencontrent dans des cavités de l'argile ferrugineuse de Merthyr Tydvil ; à Gap Mine, dans le comté de Lancaster, Pensylvania, on exploite des masses fibreuses veloutées. Le minéral donne la réaction du nickel dans la perle de borax ; mais il contient généralement aussi du cuivre, fer et cobalt qui peuvent masquer en partie la réaction.

La nickéline est reconnaissable à sa couleur bronzée ou *similor* remarquable, qui est tout à fait différente de celle de tout autre minéral, à l'exception de la breithauptite et de l'arséniure de cuivre ; on établit facilement la présence de l'arsenic et du nickel (tables B, C, G) et le minéral peut aussi contenir Sb, S, Fe, Co ; à mesure que la proportion d'antimoine augmente, il passe graduellement à la breithauptite.

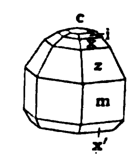


Fig. 449. — Greenockite, $m \{10\bar{1}0\}$; $z \{20\bar{2}1\}$; $x \{10\bar{1}1\}$. $i \{10\bar{1}2\}$ C $\{0001\}$. $x' \{10\bar{1}\bar{1}\}$.

Les minéraux isomorphes appartenant à ce groupe hexagonal sont remarquablement différents dans leurs caractères. La millérite ne se rencontre qu'en cristaux aciculaires ou capillaires d'une extrême finesse, rarement terminés ou en aggrégats fibreux ; la nickéline est rarement cristallisée, et alors en pyramides hexagonales imparfaites, dont les terminaisons seules sont développées. Au même groupe appartiennent les minéraux suivants :

La **Greenockite**, CdS, est un minéral rare, trouvé sous forme de petits

cristaux pyramidaux hémimorphes (fig. 449) dispersés sur de la préhnite du tunnel de Glasgow et Greenock, près de **Bishopton**, dans le Renfrewshire. C = }0001{, *i* = }01$\bar{1}$2{ *x* = }01$\bar{1}$1{, *z* = }02$\bar{2}$1{, *m* = }01$\bar{1}$0{.

La **Covelline**, CuS, est un minéral microcristallin bleu.

La **Wurtzite**, la *blende de zinc fibreuse*, ressemble à la blende, mais peut être reconnue par sa biréfringence. Les cristaux sont extrêmement rares, mais on a trouvé à Oruro, en Bolivie, des prismes noirs terminés, ayant la forme de la greenockite (fig. 449) et leurs angles sont très voisins de ceux de la greenockite.

La **Breithauptite**, NiSb, se rencontre en petits prismes de couleur bronzée.

GROUPE DE LA CHALCOSINE

Chalcosine. — Sulfure de cuivre; Cu_2S; Cu = 79,8 ; S = 20,2. Orthorhombique.

a : *b* : *c* = 0,582 : 1 : 0,970.
C = }001{, *e* = }023{, *z* = }113{.
C*e* = 32° 53′, C*z* = 32° 44′.

Mâclée sur (110), sur (032) et sur (112). Clivage }110{, imparfait. Sectile. Fracture conchoïdale. D = 2 1/2. G = 5,7. Gris de plomb. Trait noir. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible. Décomposée par l'acide sulfurique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Redruth** (Cornouailles).

Chalcosine; redruthite, cuivre vitreux (allemand, kupfer-glanz; anglais, copper-glance). — C'est un bon exemple d'un minéral orthorhombique avec symétrie pseudo-hexagonale, l'angle du prisme étant voisin de 60°; comme l'aragonite et le chrysobéryl, elle simule de plus la symétrie du système hexagonal par des mâcles par rapport aux plans du prisme; elle présente à la fois une grande variété de forme et de mâcle.

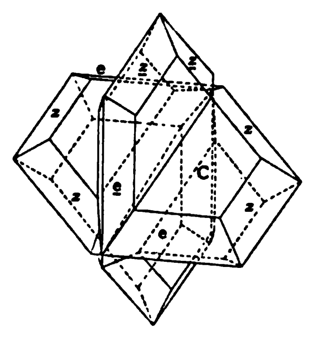


Fig. 450. — Chalcosine mâclée sur (112) : C }001{, *e* }023{, *z* }113{.

Comme caractéristiques parmi les variétés de Cornouailles nous citerons les prismes à sommets aplatis de Redruth, les plaques minces et les gros prismes drusiques de Saint-Ives et les mâcles s'interpénétrant, qui se composent de deux cristaux tabulaires se coupant sous un angle de 69°, de Saint-Just.

Les mâcles pseudo-hexagonales et les triplets ressemblent à ceux du

chrysobéryl, et se distinguent par des stries sur le plan basal parallèle à B (010) (comparer fig. 519, p. 460) ; on trouve des échantillons tout à fait semblables à Bristol, Connecticut.

Les mâcles d'intersection ont ou bien (112) pour plan de mâcle, et alors elles se coupent sous un angle de 87° 54′ (fig. 450), ou bien elles se font suivant (032) et l'angle *CC* est de 69° ; la forme (032) ne se trouve comme face sur aucun des cristaux. La chalcosine se rencontre sous les états massifs et compacts, elle a une couleur métallique gris noir, avec quelquefois un lustre graisseux. Elle noircit par exposition à l'air (en raison d'une altération superficielle en mélaconite), elle est aussi susceptible de se ternir et se convertit en covelline, le sulfure bleu, ou en érubescite (voy. p. 401). Comme elle est quelque peu sectile, on pourrait la confondre avec l'argentite, et la forme des cristaux la fait ressembler quelque peu à la stéphanite, mais la perle de cuivre qu'on obtient par réduction sur le charbon (voir table F) au lieu d'argent, sert à la distinguer de ces minéraux. Elle contient quelquefois un peu de fer.

L'**Acanthite**, l'autre minéral appartenant au groupe orthorhombique, a été trouvé dans les mines d'argent de Freiberg en Saxe; il possède tous les caractères chimiques du minéral cubique l'argentite, qui appartient au groupe de la galène, mais il se rencontre en longs cristaux en forme de lames ; on a suggéré que ce pourrait bien être des cristaux d'argentite difformes.

Sous le nom de **Stromeyerite** on classe certains minerais d'argent qui peuvent être appelés de la chalcosine argentifère ; mais comme ces minerais sont rarement cristallisés, il est difficile de les rapporter à ce grouppe avec certitude; des cristaux orthorhombiques ayant une pareille composition sont certainement inconnus.

CINABRE

Cinabre. — Sulfure de mercure ; HgS = 86,2. S = 13, etc. Hexagonal ; symétrie trigonal holoaxe (classe du quartz). Forme commune, rhomboèdre avec pinacoïde basal. Clivage, le prisme $\{2\bar{1}\bar{1}\}$, bon. Sectile. Fracture irrégulière. D = 2 1/2. G = 8,2. Rouge cochenille. Trait vermillon. Lustre métallique adamantin. Sub-transparent. Réfraction très forte : $\omega = 2{,}85$. Biréfringence positive, très forte ; $\varepsilon - \omega = 0{,}35$. Polarisation circulaire très forte. Volatil. Décomposé par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Almaden** (Espagne).

Le **Cinabre** (allemand ; Zinnober; anglais, cinnabar) est remarquable

pour son énorme pouvoir réfringent et pour sa forte biréfringence, mais encore plus pour sa remarquable polarisation circulaire, qui, comme dans le quartz, est associée à une symétrie holoaxe trigonale; le pouvoir rotatoire du cinabre n'est pas moins de quinze fois celui du quartz sous une même épaisseur; le plan de polarisation de la lumière rouge est tourné d'environ 325° dans une plaque de 1 mm. d'épaisseur. Les faces }*hkl*{ qui montrent la symétrie vraie sont rares; on a observé la forme }621{. Les cristaux sont souvent mâclés sur le plan basal (111) et alors ils montrent les spirales d'Airy, quand on les examine en lumière convergente suivant la direction de l'axe principal.

Le minéral se trouve le plus souvent à l'état terreux ou massif, et il a alors une riche couleur vermillon; beaucoup du minerai d'Idria en Carniole est mélangé avec des impuretés et est brun et schisteux. Le cinabre peut toujours se reconnaître à son trait vermillon, qui suffit pour le distinguer de la cuprite, du réalgar et de la proustite, bien que ce dernier minéral lui ressemble quelque peu en couleur, lustre et trait. Le dépôt de mercure, en chauffant soit seul dans le tube ouvert, soit dans le tube fermé avec du carbonate de soude, donne une preuve confirmatoire.

REVUE DES MONOSULFURES

Les monosulfures (arséniures, etc.), forment une série intéressante, qui cristallise suivant trois systèmes en groupes isomorphes, dont les membres principaux sont les suivants :

CUBIQUES	HEXAGONAUX	ORTHORHOMBIQUES
	I	
Blende ZnS	Wurtzite	
Alabandine MnS		
Troilite FeS		
	Greenockite CoS	
	Millérite NiS	
	Nickéline $NiAs$	
	Breithauptite $NiSb$	
	II	
Galène PbS		
Argentite Ag_2S		Acanthite, Ag_2S
		Stromeyerite $(Cu, Ag)_2S$
Artificiel Cu_2S		
	III	
Métacinabrite HgS	Cinabre HgS	

Parmi ceux-ci les minéraux orthorhombiques sont tous pseudo-hexagonaux, de sorte que la connexion est encore plus intime qu'elle ne le paraît à première vue. FeS sous la forme cubique a été préparé artificiellement, et entre aussi dans la composition de la blende. Le composé FeS se trouve sous forme de substance cuivreuse (trollite) dans quelques météorites. Il n'est pas certain s'il est cubique ou hexagonal et identique avec le minéral pyrrhotine décrit à la page 401.

NiS se montre sous la forme cubique dans un minéral, la **Pentlandite**, (Fe,Ni) S, qui, bien que n'étant pas bien cristallisé, a un clivage octaédral.

Les séléniures et les tellurures de plomb et d'argent se trouvent tous les deux comme minéraux cubiques et appartiennent à la même série que la galène ; il est établi que Ag_2S est dimorphe par sa rencontre en mélange isomorphe avec Cu_2S dans la stromeyerite, même si la modification orthorhombique connue comme acanthite n'est pas réellement isomorphe avec la chalcosine. Cu_2S s'obtient en octaèdres comme produit de fusion dans les fourneaux à cuivre.

Parmi ces minéraux, la blende et l'alabandine sont indubitablement polaires, ditesséraux (tétraédraux) mais la galène et l'argentite paraissent holosymétriques ; le cinabre est trigonal holoaxe (classe du quartz) et a des dimensions différentes de celles de la greenockite, qui est polaire dihexagonale ; on rencontre occasionnellement la wurtzite bien cristallisée dans les fourneaux à zinc et les cristaux sont polaires dihexagonaux et complètement isomorphes avec la greenockite.

Les monosulfures se groupent donc dans trois séries isodimorphes, la première comprenant le groupe du zinc, la seconde celui du plomb, et la troisième les sulfures de mercure.

SECTION IV

LES BISULFURES

GROUPE DE LA PYRITE

Pyrite. — Sulfure de fer ; FeS_2 : Fe = 46,6 ; S = 53.4. Cubique ; symétrie centrale tessérale. Formes communes, cube, octaèdre et pyritoèdre }210{.

A = }100{, *a* = }111{, *d* = }110{, *e* = }210{, *t* = }421{, *s* = }321{.

Mâcles supplémentaires. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 6 ; G = 5,1. Jaune de laiton pâle. Trait noir verdâtre. Lustre métallique. Opaque. Sur le charbon, brûle et donne des vapeurs sulfureuses. Fond en un globule magnétique. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de l'**île d'Elbe.**

Pyrite (allemand, eisenkies ou schwefelkies) c'est l'un des minéraux les plus communs et les plus répandus ; à l'état de petits cristaux et de

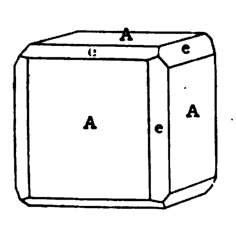


Fig. 451. — Pyrite *a* }100{, *e* }210{.

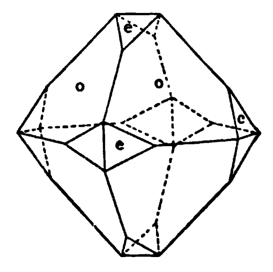


Fig. 452. — Pyrite *o* }111{, *e* }210{.

points de couleur jaune de laiton on peut l'observer dans toutes espèces de roches depuis les basaltes jusqu'aux ardoises ; il est très fréquent en cubes et en combinaisons cubiques dans les veines métallifères. Les anciens ne le distinguaient pas de la chalcopyrite ; et le nom de pyrite, tel que l'employaient Dioscorides et Pline (premier siècle A. D), comprend plusieurs minéraux, qui (comme l'indique le nom) donnent des étincelles quand on les frappe avec un marteau ; il n'embrassait peut-être pas seulement les sulfures, dans lesquels les étincelles sont dues à la combustion du minéral lui-même, mais aussi des minéraux

durs, tels que le flint ou l'émeri, pour lesquels les étincelles sont dues à la combustion du métal du marteau.

La pyrite est l'exemple le mieux connu et le plus typique de la centrosymétrie tessérale (ou, comme on l'appelle quelquefois, de l'*hémiédrisme à faces parallèles*) dans le système cubique.

Elle se rencontre communément en cubes, mais ceux-ci mêmes montrent en général leur symétrie vraie par les stries bien marquées (fig. 82, p. 50) qui sont parallèles aux paires alternes d'arêtes; les stries sur chaque face étant par suite perpendiculaires à celles des faces adjacentes; elles sont dues à une combinaison oscillatoire du cube

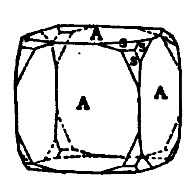


Fig. 453. — Pyrite, A }100{, s }421{.

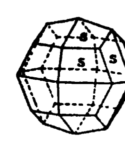


Fig. 454. — Pyrite. s }421{.

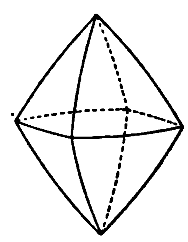


Fig. 455. — Pyrite, diforme, de French Creek.

avec }210{ (voy. p. 234). Les autres formes simples sont l'octadère, dont les faces sont généralement unies et brillantes ; et le dodécaèdre, pentagonal }210{, qui est si caractéristique pour ce minéral qu'on l'a appelé le pyritoèdre ; d'autre part, le dodécaèdre est remarquable par sa rareté. Nombre de formes se présentent en combinaison. Parmi celles-ci la forme }421{ se reconnaît facilement parce que ses arêtes sont tronquées par }210{ ; }321{ remplace les arêtes *oe* (fig. 457) et }210{ est généralement présent. L'octaèdre peut souvent se reconnaître comme petite face triangulaire brillante tronquant le sommet de }210{ (fig. 457) et il a quelquefois une structure laminaire. Les deux pyritoèdres supplémentaires }210{ et }120{, qui formeraient un cube pyramidé, se trouvent rarement ensemble, si tant est qu'ils existent. Il n'y a rien dans la forme qui distingue le pyritoèdre }210{ du pyritoèdre supplémentaire }120{.

Les cristaux des mines de French Creek, en Pensylvanie, qui ont l'aspect de *bipyramides tétragonales* simples (fig. 455) sont très remarquables; on les a expliqués comme dus au développement de huit faces appartenant au trioctaèdre }332{ ; quelques-uns des cristaux ressemblent même à des bipyramides orthorhombiques. Un autre exemple de pyrites difformes est fourni par les cristaux en forme de baguettes de Lobenstein, en Thuringe ; ce sont des cubes allongés. Les

mâcles sont rares, mais les pyritoèdres bruns trouvés dans la marne à Minden en Prusse, sont de beaux exemples de mâcle supplémentaire (allemand, zwillinge des eisernen Kreuzes), un cristal faisant entièrement saillie à travers l'autre (fig. 456); ils peuvent être considérés comme mâclés par réflexion sur une face de }110{.

On a observé que quelques pyritoèdres ont leurs faces striées parallèlement aux arêtes du cube (fig. 457) et d'autres (plus rares) perpendiculairement à ces directions. Or il a été aussi démontré que les premières, chauffées en contact avec un fil de cuivre, donnent un courant

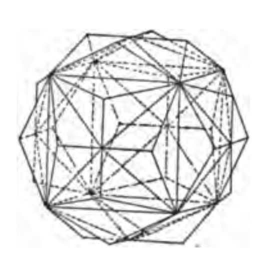


Fig. 456. — Pyrite, }210{, mâcle supplémentaire.



Fig. 457. — Pyrite, }210{, }111{, }321{, de l'île d'Elbe.

électrique qui va du cuivre à la pyrite, ou qu'elles sont thermo-électriquement positives, tandis que les dernières sont thermo-électriquement négatives ou donnent naissance à un courant dans la direction opposée. La différence est très grande, une espèce de cristal étant plus positive à cet égard que l'antimoine, et l'autre espèce plus négative que le bismuth ; quelques pyrites se composent en partie de matière positive et en partie de matière négative.

Il est possible que des cristaux simples en apparence soient, comme le diamant, réellement des mâcles supplémentaires et que la symétrie vraie de la pyrite soit celle de la classe de l'ulmannite, polaire tessérale. Cette hypothèse est confirmée par l'habitus *tétraédral* de quelques cristaux artificiels de pyrite. Il est vrai que les figures produites après corrosion avec l'eau régale sont symétriques par rapport aux plans du cube, mais, comme dans le diamant, ceci pourrait être le cas avec une mâcle complémentaire entièrement interpénétrante.

La pyrite de fer se reconnaît généralement à son apparence ; elle se distingue de la chalcopyrite par sa couleur plus pâle, par sa dureté supérieure, et par son trait; la pyrrhotine, le seul minéral avec lequel on pourrait la confondre, est toujours d'une couleur de bronze similor et est légèrement magnétique. Quelques variétés de pyrites paraissent

plus accessibles à la décomposition que d'autres; ceci est probablement dû à ce qu'elles contiennent de la marcassite, qui a la composition de la pyrite, mais qui est un composé bien moins stable ; en particulier les formes fibreuses et en stalactites se transforment en sulfates de fer et mettent de l'acide sulfurique en liberté ; quelques-unes d'entre elles se composent largement de marcassite. La pyrite ordinaire se convertit souvent en limonite et paraît noire à la surface ; c'est le cas, par exemple, pour les cristaux mâclés de Minden.

La pyrite contient quelquefois du nickel, du cobalt ou du cuivre ; les deux premiers indubitablement comme intermélanges isomorphes des sulfures correspondants, et le dernier probablement sous forme de chalcopyrite ; l'argent et le thallium sont quelquefois présents. Mais l'impureté la plus importante est l'or, qui se présente souvent à l'état de dissémination minuscule à travers la pyrite cristallisée et en quantité suffisante pour rendre le minéral une des sources principales de l'or, exactement comme la galène argentifère est une des sources principales de l'argent. Toutefois dans les pyrites l'or n'est pas présent à l'état de composé isomorphe, mais de métal. On extrait une grande quantité d'or des pyrites aurifères dans les diverses parties du monde : par exemple, dans le district de Rosland de la Colombie britannique, la pyrite et la chalcopyrite aurifère sont exploitées sur une large échelle. Il se peut que beaucoup de l'or libre dans la nature provienne de pyrites.

L'emploi commercial principal des pyrites consiste dans la manufacture de l'acide sulfurique et du soufre, et l'oxyde ferrique obtenu comme produit accessoire dans ces opérations est utilisé comme rouge et comme poudre à polir; quelques-unes des variétés, qui contiennent beaucoup de chalcopyrite, sont aussi exploitées comme minerai de cuivre. Les schistes alunifères qui sont largement employés pour la fabrication de l'alun, sont tout simplement des schistes richement imprégnés de pyrite et de marcassite.

La pyrite se rencontre souvent à l'état massif ou sous forme nodulaire ou de stalactite; cette dernière surtout quand elle provient de la décomposition de matières organiques. Des fossiles peuvent se composer de pyrite et, dans ces cas, le minéral a sans doute été produit par la réduction de solutions de sulfate ferreux par l'action des organismes qui se pourrissaient. Ceci peut avoir été l'origine de beaucoup de nodules de pyrite et de marcassite qu'on trouve dans la craie et l'argile. La libération de l'acide sulfurique par la décomposition subséquente des pyrites et son action sur les calcaires, rendrait compte de

l'origine du gypse qui accompagne souvent des fossiles et des nodules de ce genre.

Quelques localités remarquables :

Traversella (Piémont). — Quelques-uns des plus beaux échantillons proviennent des mines de la vallée de Chiusella, où le minerai principal est une magnétite cristalline, et dans les druses de ce minéral on rencontre quelquefois des cristaux isolés tout à fait gros et des groupes de pyrite, Ce sont des pyrotoèdres et des combinaisons avec le cube, l'octaèdre et }*hkl*{ souvent associés à du quartz et du spath dolomitique.

Ile d'Elbe. — Les cristaux des mines de fer de Rio sont également parfaits, ils s'y rencontrent en connection avec des dépôts d'hématite dans un schiste siliceux; la pyrite y est riche en faces et variée en habitus (spécialement pyritoédral) renfermant souvent de l'hématite et quelquefois transformée par altération en limonite.

Cornouailles. — Généralement en cubes simples striés, avec chalcopyrite ou quartz, dans des veines métallifères traversant des schistes argileux et souvent associés avec de la chlorite.

Les minéraux suivants appartiennent au groupe de la pyrite et cristallisent suivant les mêmes formes et les mêmes combinaisons.

Chloanthite. — Arséniure de nickel; NiAs; Ni = 28,1, As = 71,9. Cubique; symétrie centrale tessérale. Forme commune, cubo-octaèdre. Clivage }111{ imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 5 1/2. G = 6,5. Blanc d'étain. Trait noir grisâtre. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible. Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Riechelsdorf** (Hesse).

Smaltine. — Arséniure de cobalt; $CoAs_2$; Co = 28,2, As = 71,8. Cubique; symetrie centrale tessérale. Forme commune, cubo-octaèdre. Clivage }111{, imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 5 1/2. G = 6,2. Blanc d'étain, légèrement colorée en gris d'acier. Trait noir gris. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible en un globule métallique. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Schneeberg** (Saxe).

Cobaltine. — Arsénio-sulfure de cobalt; CoAsS; Co = 35,5, As = 45,2, S = 19,3, Cubique; symétrie centrale tessérale. Forme commune, pyritoèdre avec cube. Clivage }100{, bon. Cassante. Fracture inégale. D = 5 1/2. G = 6,2. Blanc d'argent, légèrement rougeâtre. Opaque. Fusible en un globule magnétique. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description ci-dessus les cristaux de **Tunaberg** (Suède).

Les trois minéraux ci-dessus ressemblent étroitement à la pyrite par leurs caractères cristallins. La **Cobaltine** (allemand, kobaltglanz; anglais, Cobaltite) se trouve en cubes, octaèdres et pyritoèdres très parfaits et leurs combinaisons à Tunaberg, en Suède, dans un calcaire situé dans un gneiss, avec des pyrites de cuivre et d'autres minerais métalliques. La **Smaltine** (allemand, speiskobalt; anglais, smaltite) et la **Chloanthite** (allemand, weissnickelkies) cristallisent en cubes imparfaits et en cubo-octaèdres, mais ils sont le plus habituellement massifs et quelquefois, comme en Saxe et en Bohême, ils sont réticulés. Les caractères thermo-électriques de ces minéraux paraissent être les mêmes que ceux de la pyrite. La smaltine et la chloanthite passent graduellement l'une à l'autre par des intermélanges isomorphes; divers échantillons renferment des proportions différentes de cobalt et de nickel; ils contiennent habituellement aussi du soufre et du fer. La smaltine et la chloanthite cobaltifère sont les minerais communs de cobalt et de nickel.

En raison de leur décomposition et de leur oxydation, tous ces minéraux sont susceptibles d'être accompagnés des sulfates et arsénites correspondants; ceux-ci donnent uue couleur verte aux composés du nickel et une rose à ceux du cobalt, qui permettent souvent de les reconnaître et de les distinguer.

GROUPE DE LA MARCASSITE

Marcassite. — Sulfure de fer; FeS_2; Fe = 46,6, S = 53,4. Orthorhombique, holosymétrique.

$$a : b : c = 0{,}766 : 1 : 1{,}234.$$
$$m = \{110\},\ C = \{001\},\ l = \{011\},\ v = \{013\}.$$
$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 74^\circ\,55',\ Cl = (001) : (011) = 50^\circ\,59'.$$

Mâclée sur (110), moins fréquemment sur (101). Clivage {110} imparfait, {011} très imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 6, G = 4,8. Jaune laiton pâle. Trait gris verdâtre. Lustre métallique. Opaque. Réactions comme celles de la pyrite. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer à la description ci-dessus les groupes cristallisés de **Folkestone** (Kent).

La **Marcassite** (allemand, strahlkies) ne se trouve pas souvent en cristaux simples, mais, en raison de ses mâcles multiples, présente une grande variété de formes à contours déchiquetés et à angles rentrants, et a en conséquence reçu beaucoup de noms triviaux; tels sont les *Coxcomb Pyrites* (Kammkies, pyrite de sol) dont les échantillons de Tavistock dans le Devonshire peuvent être pris comme exemple, et

les *Spear Pyrites* (Speerkies, pyrites en lance) familiers comme groupes angulaires dans la craie du sud de l'Angleterre. Ces formes sont toutes dues à des mâcles suivant (110).

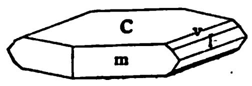


Fig. 458. — Marcassite ; *m* }110{, C }001{, *l* }011{, *v* }013{.

Généralement parlant, la marcassite, comparée à son isomère la pyrite, a plus de tendance à se présenter en formes fibreuses, radiées et concrétionnaires, et est relativement rarement en cristaux distincts. *Pyrites radiées* (Strahlkies) et *Pyrites hépatiques* (Leberkies) étaient les noms donnés à ces variétés à une époque où la marcassite et la pyrite n'étaient pas distinguées comme deux minéraux différents. Le nom de marcassite vient d'un mot arabe employé au moyen âge pour les pyrites cristallisées de toutes sortes.

La marcassite est très accessible à la décomposition ; elle est souvent convertie à la surface en limonite brune ; beaucoup d'échantillons tombent facilement en morceaux ; particulièrement quand ils sont exposés à une atmosphère humide ; le minéral se couvre d'efflorescences et de formations fibreuses de sulfate ferreux et les tiroirs où l'on garde le minéral contiennent de l'acide sulfurique libre. On a émis bien des idées sur les différences possibles de constitution entre la pyrite et la marcassite et sur la stabilité bien moindre de cette dernière. Comme la marcassite chauffée dans un tube scellé à 200° avec du sulfate de cuivre donne une solution entièrement ferreuse, tandis que la pyrite donne une solution dont 19,9 p. 100 est ferreuse et le reste ferrique, on a récemment proposé de considérer la marcassite comme $Fe'' S_2$, et la pyrite comme $4 Fe''' S_2 . Fe'' S_2$. Une opinion plus ancienne, concernant la facile décomposition de la marcassite, était que ce minéral contient FeS, le composé instable qu'on trouve sous forme de troilite dans les météorites.



Fig. 459. — Marcassite, dans la craie, de Douvres.

Il est digne de remarque que les pyrites ont été préparées artificiellement, mais pas la marcassite. Dans la nature, la marcassite se rencontre dans les mêmes conditions que la pyrite, mais n'est pas un minéral aussi commun dans les roches et schistes cristallins, ou dans les veines métallifères ; elle est plus commune que la pyrite sous forme de nodules et de concrétions d'origine organique dans les roches sédimentaires.

Localité remarquable :

Folkestone (Kent). — Ici et à Douvres on trouve dans la marne crayeuse des groupes plats en fer de lance (fig. 459) qu'on suppose localement être les têtes d'armes romaines.

Ils sont mâclés par réflexion répétée suivant des faces différentes du prisme }110{ ; comme dans l'aragonite (p. 109) la répétition avec plans de mâcle inclinés donne un groupe stellé de quatre ou cinq cristaux arrangés autour d'un centre, et par suite la forme de la figure 459. Les faces striées qui se rencontrent pour former les côtes sont des brachyprismes }011{ et }103{. L'angle du prisme est presque celui du pentagone; ceci explique la fréquence du groupement pentagonal de la marcassite par opposition au groupement hexagonal de l'aragonite.

Mispickel. — Arsénio-sulfure de fer; FeAsS ; Fe = 34,3, As = 46,0, S = 19,7. Orthorhombique, holosymétrique.

$$a : b : c = 0,677 : 1 : 1,188.$$
$$m = \}110\{,\ e = \}014\{,\ l = \}011\{.$$
$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 68^\circ\, 13',\ ll = (011) : (0\bar{1}1) = 99^\circ\, 50'.$$

Mâclé sur (101) (fig. 460). Clivage }110{ bon. Cassant. Fracture inégale. D = 5 1/2, G = 6,0. Blanc d'argent. Trait noir grisâtre. Lustre métallique. Opaque. Fusible en un globule magnétique. Décomposé par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Lostwithiel** (Cornouailles).

Le **Mispickel**, pyrite arsénicale, arsenio-pyrite (allemand, arsenkies) est un minéral qui est assez commun dans les diverses veines métallifères, particulièrement dans celles qui donnent de l'étain, et on l'a trouvé bien cristallisé dans plusieurs mines de la Cornouailles.

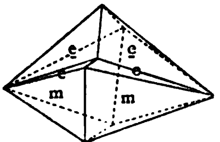


Fig. 460. — Mispickel, *m* }110{, *e* }014{, mâclé sur ($\bar{1}$01).

Comme la marcassite, il est généralement mâclé et quelques-uns des groupes ressemblent étroitement à ceux de la marcassite. Avec les positions adoptées plus haut, les deux minéraux se mâclent suivant deux lois, à savoir : sur }110{ et sur }101{, mais la première est le mode le plus commun pour la marcassite et la seconde pour le mispickel ; le mispickel présente, comme l'aragonite, un exemple de mâcle suivant un prisme pseudo-hexagonal ; l'angle du macro-prisme }101{ étant de 59° 22'. Dans la marcassite l'angle correspondant est de 63° 40'. Cette grande différence dans les angles des deux minéraux (et par

suite dans leurs axes) a fait naître des doutes sur le fait de savoir s'ils doivent être regardés comme isomorphes.

Quelque mispickel contient une quantité considérable (jusqu'à 9 p. 100) de cobalt, dû sans doute à un intermélange isomorphe avec l'arsénio-sulfure correspondant de cobalt, connu sous le nom de **Glaucodote**; ceci en fait se découvre aisément dans la perle de borax.

Le mispickel est un minerai commun d'arsenic et il est exploité



Fig. 461. — Mispickel de Tavistock (Devonshire); (British Museum).

comme tel sur une large échelle dans la Cornouailles. Les meilleurs cristaux de mispickel de ce pays se rencontrent dans un schiste chloriteux associé avec de la cassitérite. Le nom de mispickel est un vieux terme minier allemand dont la dérivation est inconnue.

Les curieuses cavités cruciformes, remplies d'hydrate de fer rouge terreux, qu'on trouve dans le schiste à Clonmel, en Irlande, sont des exemples à la fois de la décomposition et des mâcles du mispickel. On les appelait crucites ou crucilites, et l'on supposait qu'elles provenaient de l'altération de la staurolite ou de quelque minéral inconnu en raison de leur forme remarquable, croix ou étoiles avec leurs bras se rencontrant sous des angles d'environ 60°; il n'y a pas de raison de supposer qu'elles soient autre chose que des prismes de mispickel, mâclés sur (101), qui ont été entièrement décomposés.

REVUE DES BISULFURES

Les bisulfures et arsénio-sulfures constituent les séries isodimorphes suivantes, très complètes et très instructives.

CUBIQUE		ORTHORHOMBIQUE	
Groupe de la pyrite.	Groupe de la cobaltine.	Groupe de la marcassite.	Groupe du mispickel.
Pyrite FeS_2	»	Marcassite FeS_2	Mispickel FeAsS
»	»	Löllingite $FeAs_2$	»
Smaltine $CoAs_2$	Cobaltine CoAsS	Safflorite $CoAs_2$	Glaucodote (Fe, Co) AsS
Chloanthite $NiAs_2$	Gersdorffite NiAsS	Rammelsbergite $NiAs_2$	Wolfachite Ni AsS
»	Ulmannite NiSbS	»	»
Hauerite MnS_2	»	»	»
Sperrylite Pt As_2	»	»	»

Tous les membres cubiques de la série précédente paraissent être pyrito édraux à l'exception de l'**Ullmanite** ; ce minéral se rencontre en Sardaigne sous forme de cubes striés comme la pyrite, mais dans la Carinthie sous forme de tétraèdres ; il doit donc appartenir en réalité à la classe polaire tessérale (p. 160). Nous avons vu plus haut qu'il y a quelque raison de croire que la pyrite possède aussi cette symétrie ; il est donc possible que la série cubique tout entière puisse appartenir à la classe de l'ulmannite.

L'**Hauerite** se trouve en beaux cristaux hexaédraux isolés dans l'argile à Kalinka en Hongrie, et à Raddusa en Sicile. La **Sperrylite**, le seul composé naturel du platine, se rencontre en cristaux microscopiques brillants (combinaisons pyritoédrales) dans un minerai nickelifère contenant divers sulfures, à Sudbury dans l'Ontario. Un autre membre du groupe est la **Laurite**, Ru_2S, très rare, trouvée en cristaux minuscules dans les sables platinifères de Bornéo.

Les minéraux groupés ensemble sous le nom de **Gersdorffite** sont le plus souvent des minerais massifs de nickel, renfermant une quantité considérable de fer et un peu de cobalt ; il paraît presque nécessaire de les regarder comme des mélanges à proportions variables de NiS, NiAs, NiS_2, et $NiAs_2$. Rammelsberg les regardait comme des mélanges de NiS_2 avec Ni_mAs_n ; les arséniures et antimoniures de fer, nickel et cobalt étant, dans son opinion, des mélanges isomorphes ou des alliages de ces éléments.

Il est très remarquable qu'il existe un autre arséniure de cobalt de composition tout à fait différente, $CoAs_3$, connu sous le nom de **Skutterudite**, qui est aussi cubique et pyritoédral.

SECTION V

LES SESQUI-SULFURES

GROUPE DE LA STIBINE

Stibine — Sulture d'antimoine ; Sb_2S_3; Sb = 71,8, S = 28,3. Orthorhombique. Forme commune, prisme }110{ terminé par }111{.

$$a : b : c = 0,993 : 1 : 1,018.$$
$$m = \}110\{,\ B = \}010\{,\ p = \}111\{.$$
Bm (010) : (110) = 45° 13′; pm (111) : (110) = 34° 51′; Bp (010) : (111) = 54°36′.

Clivage }010{ parfait. Plan de glissement (001). Légèrement ployable. Fracture conchoïdale. D = 2, G = 4,6. Gris d'acier. Lustre métallique. Opaque. Facilement fusible (1). Se volatilise. Décomposé par HCl.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Felsobanya** (Hongrie).

La **Stibine** ou antimonite (allemand, antimonglanz ; anglais, stibine) est le seul minerai important d'antimoine, et il se trouve à l'état massif en quantités considérables ; les échantillons les mieux cristallisés sont ceux des mines d'Ichinokawa dans l'île de Shikoku, Japon, où il se présente, comme dans d'autres localités en longs prismes striés, mais de grande taille (plus de 0,30 de longueur) et extraordinairement riches en nombreuses faces brillantes pyramidales. Dans d'autres localités les cristaux sont terminés par p, et seulement par un petit nombre d'autres pyramides, telles que }113{, }121{. Le minéral peut en général se reconnaître, même dans des échantillons massifs, à son clivage longitudinal parfait et aux lignes horizontales et aux encoches sur la surface de clivage, qui indiquent un plan de glissement parallèle à la base }001{. C'est pour cette raison aussi que les cristaux peuvent être ployés et qu'on les trouve souvent courbés et contournés. On trouve au Japon et dans d'autres endroits



Fig. 462. — Stibine ; cristal tordu (Musée d'Oxford).

des cristaux enroulés très remarquables (fig. 462); il n'y a pas de preuve qu'on puisse les expliquer par des mâcles voisines, comme pour le quartz tordu (p. 445) et la stibine n'a pas de caractère droit ou gauche comme le quartz.

Une surface de clivage de la stibine est admirablement propre à montrer que la conductibilité pour la chaleur est inégale suivant les directions différentes dans un cristal. L'expérience peut se faire de deux façons.

1° *Méthode de Senarmont.* — La surface ayant été revêtue d'une mince couche de cire, on la touche avec la pointe d'un fil métallique chauffé. La cire fond autour du fil, et la portion fondue a la forme, non pas d'un cercle, mais d'une ellipse, parce que la conductibilité de la chaleur se fait plus facilement le long de l'axe vertical *c* que suivant l'axe horizontal *a*.

2° *Méthode de Röntgen.* — On envoie la respiration sur la face et on la touche rapidement avec un fil chauffé, la mince couche d'humidité est chassée autour du point de contact en raison de la conductibilité de la chaleur par le cristal; en ensaupoudrant rapidement la surface avec de la poudre de lycopode qui adhère à la partie humide, et peut être secouée de l'espace sec, on voit que ce dernier a la forme d'une ellipse dont le grand axe coïncide avec l'axe vertical *c* et le petit axe avec la brachy-diagonale *a*. Ceci est d'accord avec la symétrie orthorhombique. Au contraire, dans une plaque de clivage de gypse, l'ellipse est située obliquement, parce que dans ce minéral la plaque n'est pas perpendiculaire au plan de symétrie.

Les échantillons massifs ont souvent une structure fibreuse ; la tendreté et la fusibilité de la stibine servent aussi à la distinguer des autres sulfures contenant de l'antimoine. Elle perd son brillant quand on l'expose à la lumière et devient noire. La poussière noire de la stibine était employée dans les temps anciens pour noircir les sourcils, etc.

La stibine est généralement accompagée d'oxydes d'antimoine blancs et jaunes, qui résultent de sa décomposition.

Localités remarquables :

Felsobanya (Hongrie). — On trouve de beaux cristaux terminés de stibine dans des veines quartzeuses métallifères dans le trachyte, et ils sont associés avec la barytine, blende, réalgar, calcite et quartz; la stibine pénètre quelquefois à travers les cristaux tabulaires de bary-

tine (fig. 660), elle est partiellement revêtue de croûtes jaunes de blende ou de calcadoïne.

Japon. — C'est des mines d'antimoine de l'île de Shikoku que proviennent les plus beaux échantillons de stibine ; ce sont de larges prismes terminés par de nombreuses faces brillantes. Un énorme groupe au British Museum est un des échantillons minéraux les plus frappants de cette collection ; ces cristaux ont quelquefois jusqu'à 45 centimètres de long ; ils sont fréquemment courbés à leur extrémité.

Le groupe de la stibine renferme la **Bismuthine**, Bi_2S_3, minéral relativement rare et qu'on ne trouve pas en cristaux terminés. Les prismes striés de bismuthine sont généralement circulaires ; ils possèdent le même clivage que la stibine et un angle du prisme semblable, mais il n'y a qu'un seul cristal de Bolivie qui ait donné un macro-prisme }101{, dont l'axe vertical puisse être calculé. Les cristaux artificiels ne présentent aussi que la zone du prisme.

Le sulfure correspondant d'arsenic, l'*orpiment* (allemand, auripigment, operment) ne se trouve pas souvent cristallisé ; on peut extraire de petits cristaux de l'argile de Tajowa en Hongrie ; ils possèdent le même clivage et les mêmes plans de glissement que la stibine, mais les angles sont très différents, de telle sorte qu'il y a quelque doute si l'orpiment est réellement isomorphe avec la stibine et la bismuthine.

As_2S_3	$a : b : c = 0{,}603 : 1 : 0{,}674$	Angle du prisme	79° 20′
Sb_2S_3	$a : b : c = 0{,}993 : 1 : 1{,}018$	—	89° 34′
Bi_2S_3	$a : b : c = 0{,}968 : 1 : 0{,}905$	—	88° 8′

La bismuthine est un minéral opaque blanc d'étain à lustre métallique comme la stibine ; l'orpiment cristallisé est un minéral tendre, jaune citron et translucide à lustre résineux (perlé sur les surfaces de clivage) ; le trait est jaune brillant ; ce minéral se trouve souvent à l'état feuilleté ou terreux comme produit de décomposition du réalgar.

Le **Réalgar**, AsS, se trouve en beaux cristaux monocliniqnes, rouges et translucides dans des veines métallifères de Hongrie et autres endroits ; on le rencontre aussi en beaux petits cristaux avec la blende et la pyrite dans la dolomie de la Binnenthal (voy. p. 378). Il se change très facilement en orpiment jaune quand il est exposé à l'action de la lumière.

SECTION VI

LES FERRO-SULFURES

CHALCOPYRITE

Chalcopyrite. — Ferro-sulfure de cuivre ; $CuFeS_2$; Cu = 34,5, Fe = 30,5, S = 35. Tétragonal ; symétrie, ditrétragonale alternante.

$$a : c = 1 : 0{,}985.$$

$$p = o = \{111\} ; p' = \omega = \{1\bar{1}1\} ; e = \{101\} ; C = \{001\} ;$$
$$z = \{201\} ; d = \{114\} ; u = \{44\bar{1}\}.$$
$$Ce = (001) : (101) = 44^\circ\ 34', Co = (001) : (111) = 54^\circ\ 20'.$$
$$o\omega = (111) : (1\bar{1}1) = 70^\circ\ 7'.$$

Mâclée suivant une normale de (111) ou sur le plan (101). Clivage {201} imparfait. Quelque peu cassante. Fracture conchoïdale. D = 4, G = 4,2. Jaune de laiton. Trait noir verdâtre. Lustre, métallique. Opaque. Fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **French Creek** (Pensylvanie).

La **Chalcopyrite**, pyrite de cuivre, cuivre jaune ou townanite (allemand, kupferkies) est un des minerais de cuivre les plus communs, et celui d'où l'on tire la plus grande partie du cuivre du commerce. C'est un constituant commun de veines métallifères, où elle se rencontre quelquefois en beaux cristaux rivalisant avec ceux des pyrites de fer pour leur perfection et leur lustre.

Les angles de ce minéral sont très voisins de ceux du cube et par conséquent ses axes sont très près d'être égaux. Les cristaux sont communément des bisphénoïdes qui ressemblent à des tétraèdres réguliers, ou sont des octaèdres en apparence, qui se composent réellement de deux pareils tétraèdres complémentaires ; l'angle de l'octaèdre est de 70°7′ (au lieu de 70°32′). Par le fait le minéral a été supposé cubique jusqu'à ce que, en 1822, cette petite différence ait été établie par des mesures exactes. La symétrie vraie peut quelque fois être reconnue par un examen soigneux de certains cristaux, qui paraissent à première vue une combinaison du tétraèdre et du cube ; on trouvera quelque-

fois que, parmi les six arêtes du tétraèdre, quatre seulement sont tronquées, et ceci est suffisant pour montrer que les faces tronquantes appartiennent à un prisme carré (fig. 117) et non à un cube. Dans d'autres cas le pinacoïde basal peut être présent sans ce prisme carré

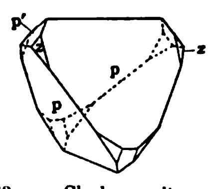


Fig. 463. — Chalcopyrite, *p* }111{, *p'* }$\bar{1}$11{, *z* }201{.

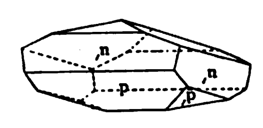


Fig. 464. — Chalcopyrite, *d* }114{, *d'* }1$\bar{1}$4{, *u'* }4$\bar{4}$1{.

(fig. 127). Les arêtes des cristaux octaédraux sont tronqués par la forme *e* }101{, et les sommets sont souvent remplacés par *z* }201{ ; le pinacoïde basal est rare.

L'habitus des cristaux varie beaucoup suivant les bisphénoïdes présents, qui peuvent être ou aigus (fig. 463) ou obtus (fig. 464).

Les faces ont habituellement une structure en plaque et sont très striées. La symétrie vraie du minéral est clairement mise en évidence par les stries et les caractères superficiels des faces de « l'octaèdre ». Les faces de l'un des « tétraèdres » *o* sont brillantes, celles du tétraèdre com-

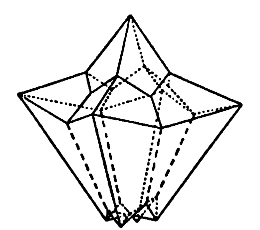


Fig. 465. — Chalcopyrite }281{, mâclée sur }111{.

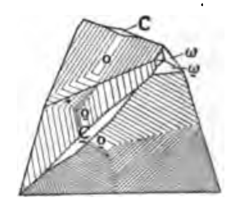


Fig. 466. — Chalcopyrite, *o* }111{, ω }1$\bar{1}$1{, C }001{, mâclée sur (101).

complémentaire ω sont ternes et bien plus exposées à l'oxydation. Ces différences sont tout particulièrement importantes pour l'interprétation des mâcles, qui sont de deux espèces.

1° L'axe de mâcle est normal à *o* (111), plan de composition (111). Ce sont des mâcles du type spinelle dans lesquelles, comme dans la blende (voy. fig. 445, p. 376) les faces brillantes de *o* rencontrent les faces ternes de ω à la jonction de mâcle ; elles doivent donc être décrites comme dues à une hémitropie autour de la normale à *o*, et non pas à une réflexion par rapport au plan de composition.

Les mâcles composites (fig. 465) trouvées à Neudorf, dans le Harz

se composent de cinq individus, un cristal central auquel quatre autres cristaux sont unis symétriquement par mâcles sur les quatre normales à la forme }111{.

On remarquera que la forme *z* }201{ n'est pas un bisphénoïde comme *o*, mais une bipyramide.

2° Plan de mâcle *e* (101), plan de composition (101). Ici *o* est opposé à *o*, et ω à ω, en travers de la jonction de mâcle ; le doublet est symétrique par rapport au plan de composition, et ne peut être décrit que comme dû à la réflexion sur ce plan, et non pas à une hémitropie par rapport à une arête quelconque du cristal.

La figure 466 représente le cristal sur lequel la nature de cette mâcle a été établie pour la première fois d'une manière décisive par Fletcher.

Comme les autres composés du soufre et du fer, la chalcopyrite est très susceptible de se ternir et de s'altérer à la surface. De superbes masses irisées, communes dans la Cornouailles et ailleurs, sont connues sous le nom de cuivre-paon (*peacock copper*); la couleur bleue qui prédomine dans cette altération peut être due en partie à la conversion de la chalcopyrite en covelline, CuS.

Une variété massive curieuse est celle qu'on trouve dans quelques mines de Cornouailles et qui est connue sous le nom de *minerai de cuivre vésiculeux;* il est botryoïde ou réniforme, avec une surface unie, couleur de laiton.

La chalcopyrite se distingue des pyrites de fer par sa tendreté ; elle est facilement rayée au couteau ; et aussi parce qu'elle donne, par le traitement à l'acide nitrique, une solution verte, qui devient bleue quand on y ajoute de l'ammoniaque ; il est à peine possible de la prendre par mégarde pour de l'or sectile.

Les variations dans la composition de la chalcopyrite doivent probablement s'expliquer par des intermélanges mécaniques de pyrite de fer. Ainsi deux analyses d'un seul échantillon de Freiberg ont donné les résultats suivants :

	Cu	Fe	S	FORMULE
I	25,78	35,16	37,52	$2CuFeS_2 + FeS_2$
II	30,66	34,11	35,23	$4CuFeS_2 + FeS_2$

On a beaucoup de doutes relativement à la formule de constitution de la chalcopyrite ; sa tendance à se convertir en chalcosine Cu_2S conduit quelques auteurs à la regarder comme mieux exprimée par $Cu_2S \, . \, Fe_2S_3$.

A Joplin, dans le Jasper County, Missouri, la chalcopyrite se rencontre en « tétraèdres » disposés en positions parallèles sur de la blende ; et la croûte drusique irisée, qui recouvre la tétraédrite de la mine de Herodsfoot, près Liskeard, se compose de chalcopyrite ternie.

Comme la pyrite de fer, la chalcopyrite se rencontre dans des circonstances multiples et variées ; on la trouve massive en très grands dépôts, souvent mélangée avec de la pyrite de fer, de la pyrrhotine et aussi avec des sulfures de nickel. Dans beaucoup d'endroits, la chalcopyrite aurifère est exploitée comme minerai d'or.

Quelques localités remarquables :

Saint-Agnès (Cornouailles). — Le minéral était appelé towanite, d'après la mine de Towan, située dans cette localité, et où il se présentait en grands cristaux d'habitus scalénoédral dans des veines métallifères, associé avec du quartz, sidérose, blende, cassitérite et chlorite (fig. 467).



Fig. 467. — Chalcopyrite avec quartz, de Sainte-Agnès. (British Museum).

French Creek (Pensylvanie). — Cristaux sphénoïdaux isolés très parfaits, trouvés dans la chlorite aux mines de fer de French Creek ; ce sont des bisphénoïdes aigus }332{, comme la figure 126, page 65.

Parmi les autres composés du cuivre, du fer et du soufre qui peuvent être classés avec la chalcopyrite sous le nom de ferro-sulfures, il n'y en a qu'un qui soit suffisamment commun pour être mentionné ici.

Erubescite. — Ferro-sulfure de cuivre ; Cu_3FeS_3 ; Cu = 55,5 ; Fe = 16,4 ; S = 28,1. Cubique. Forme commune, cubes. Mâclé sur (111). Clivage }111{ imparfait. Légèrement sectile. Fracture sub-conchoïdale. D = 3, G = 5,0.

Brun similor. Trait noir gris. Lustre métallique. Opaque. Fusible. Décomposé par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Carn Brea** (Cornouailles).

L'**Érubescite**, bornite, cuivre panaché (allemand ; buntkupfer erz) se rencontre en cubes irréguliers s'interpénétrant, maclés sur (111) ; mais plus habituellement à l'état massif ; un trait caractéristique est la couleur cuivreuse et bronzée de ce minéral même sur une surface fraîchement brisée, et la patine bleu vif qu'il prend par exposition à l'air (d'où le nom que lui ont donné les mineurs, « Horseflesh Ore », minerai chair de cheval). Ces caractères superficiels suffisent pour distinguer l'érubescite de l'argentite, et sa sectilité des autres sulfures. La composition des cristaux est représentée exactement par la formule donnée ci-dessus, mais les échantillons massifs varient considérablement, le pourcentage du cuivre allant de 55 à 70 ; toutefois ceci peut être dû à un intermélange avec de la chalcosine.

Pyrrhotine. — Sulfure de fer ; Fe = 56-61 ; S = 44-39. Hexagonale ou pseudo-hexagonale. Forme commune, plaques hexagonales. Clivage }110{ imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 4 ; G = 4,6. Jaune bronze. Trait noir gris. Lustre métallique. Opaque. Magnétique. Fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Kongsberg** (Norvège).

Pyrrhotine. — Pyrite magnétite (allemand, magnetkies ; leberkies). Ce minéral est d'une composition quelque peu douteuse et a été quelquefois regardé comme un composé dans lequel le fer entre dans le radical acide. Les analyses indiquent des variations considérables. On a assigné à la pyrrhotine différentes formules allant de $Fe_6 S_7$ à $Fe_{11} S_{12}$; mais elles sont toutes du type $Fe_n S_{n+1}$. Quelques-uns des échantillons les plus purs se rapprochent étroitement du monusulfure FeS comme composition chimique.

En l'absence de mesures optiques, il est impossible de dire si la pyrrhotine est hexagonale ou orthorhombique (pseudo-hexagonale). Si elle est hexagonale, on doit peut-être la classer avec la wurtzite et la greenockite ; cette dernière a 56°6, pour l'un de ses angles de pyramide, tandis que celui de la pyrrhotine est d'environ 53° ; les figures de corrosion sur le plan basal, les clivages du prisme et la courbe de conductibilité thermale indiquent toutes la symétrie hexagonale.

La pyrrhotine est habituellement massive avec une tendance à une structure laminaire; mais on conserve au British Museum de grands cristaux, plaques hexagonales épaisses de plus d'un pouce de diamètre, provenant de Morrho Velho au Brésil. On trouve à Kongsberg en Norvège et à Andreasberg dans le Harz de bons cristaux, mais petits.

La couleur bronzée particulière de la pyrrhotine, qui tend vers le brun similor, combinée avec son caractère magnétique, sert à la distinguer des pyrites de fer ou de cuivre, et des autres sulfures qui peuvent lui ressembler quand ils sont légèrement ternis.

SECTION VII

LES SULFO-ANTIMONIURES, ETC.

GROUPE DE LA TÉTRAÉDRITE

Tétraédrite. — Sulfo-antimoniure de cuivre; Cu_3SbS_3; Cu = 46,8, Sb = 29,6, S = 23,6. Cubique; symétrie polaire ditessérale. Forme commune, tétraèdre.

$o = \}111\{,\ \omega = \}11\bar{1}\{,\ d = \}110\{,\ n = \}211\{.$

Axe de mâcle la normale à *o*. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 3 1/2. C = 4,7. Gris de plomb. Trait brun noir. Lustre métallique. Opaque. Fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Kapnik** (Hongrie).

La **Tétraédrite**, panabase, cuivre gris (allemand, antimonfahlerz; anglais, fal-hore, ou gray copper) est un minerai de cuivre commun, et nous l'avons pris plus haut (p. 56) comme le représentant de la symétrie polaire ditessérale. Les cristaux ont presque invariablement l'habitus tétraédrique ; les tétraèdres ont souvent leurs arêtes biseautées par }211{ (fig. 468) et leurs sommets remplacés par le dodécaèdre qui constitue une petite pyramide à trois faces sur chaque sommet du tétraèdre (fig. 469). Quand le tétraèdre complémentaire ω }1$\bar{1}$1{ est présent, ses faces sont habituellement ternes (échantillons de Kapnik) ou creusées de marques triangulaires (échantillons de Dillenburg) et il peut se distinguer du tétraèdre *o* }111{. Quand il n'y a qu'un seul tétraèdre présent, c'est en apparence ce dernier. Sadebeck a essayé de les distinguer au moyen des autres formes qui les accompagnent. Il a établi ce fait que si les deux formes complémentaires }211{ et }2$\bar{1}$1{ se rencontrent sur le même cristal, la première est striée perpendiculairement à l'arête du dédocaèdre qu'elle tronque, tandis que la dernière est striée parallèlement à l'arête du

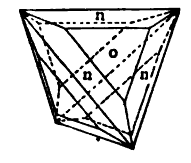


Fig. 468. — Tétraédrite *o* }111{, *n* }211{.

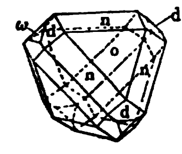


Fig. 469. — Tétraédrite *o* }111{, *n* }211{, *d* }110{, ω }1$\bar{1}$1{.

dédocaèdre qu'elle tronque. Par suite ces formes servent à définir le tétraèdre qu'elles accompagnent. La tétraédrite est quelquefois mâclée sur (111), un cristal ayant les arêtes et les sommets d'individus plus petits émergeant de ses faces ; les positions des derniers sont dérivées par hémitropie autour d'un axe joignant un sommet du tétraèdre au centre de la face opposée ; c'est-à-dire autour d'une normale à (111) (fig. 470). Il est digne de remarque que la mâcle supplémentaire, comme celle du diamant, dans laquelle deux individus s'interpénètrent avec leurs arêtes perpendiculaires les unes sur les autres (fig. 421, p. 344) est presque inconnue dans la tétraédrite.

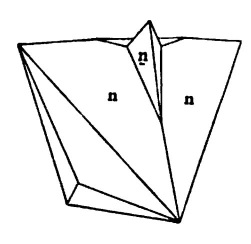


Fig. 470. — Tétraédrite. *n* {211}, mâclée autour de la normale à ($\bar{1}\bar{1}1$).

L'apparence et les caractères de la tétraédrite varient considérablement avec les éléments qu'elle renferme, tels que As, Fe, Zn, Ag, Hg ; nous considérerons donc ce minéral et ceux qui sont isomorphes avec lui, comme un seul groupe, dont les deux membres principaux sont :

La **Tétraédrite**, $Cu_3 SbS_3$

La **Tenantite**, $Cu_3 AsS_3$

Le vieux terme minier allemand « Fahlerz » comprenait à la fois le sulfo-antimoniure, tétraédrite, et le sulfo-arséniure correspondant, la tennantite (allemand, arsenfahlerz) avec leurs mélanges isomorphes. La tennantite renferme rarement d'autres métaux que le cuivre et le fer, mais la tétraédrite et ses cuivres gris qui contiennent à la fois de l'antimoine et de l'arsenic, varient très largement en composition, en raison du remplacement partiel du cuivre dans la formule précédente par du fer, argent, zinc et mercure ; dans les deux minéraux, mais plus particulièrement dans la tennantite, le bismuth peut remplacer partiellement l'antimoine et l'arsenic respectivement. Un grand nombre d'analyses peuvent être réduites au type $3R'_2S . X_2S_3$, où R = Cu, Ag, Hg, et X = Sb, As, Bi, mais elles indiquent aussi une petite proportion de fer et de zinc, qui sont probablement présents dans le composé $6R''S . X_2S_3$.

Les analyses suivantes montrent la grande étendue de la variation de composition du cuivre gris.

	S	Sb	As	Cu	Fe	Zn	Ag	Hg
Cornouailles	23,95	23,97	...	44,08	2,17	3,64	1,31	...
Clausthal. .	24,10	26,80	...	35,70	4,50	0,90	8,90	...
Kapnik. . .	25,31	24,21	2,88	37,83	0,94	7,25	1,32	...
Schwatz . .	22,96	21,35	...	34,57	2,24	1,34	...	15,57
Cornouailles	26,61	...	19,03	51,62	1,95	...	...	...

La dernière est de la tennantite presque pure. La freibergite est un nom appliqué aux variétés argentifères ; celle de Freiberg peut contenir jusqu'à 30 p. 100 (on l'appelle aussi Weissgültigerz). Le cuivre gris de Schwatz, dans le Tyrol, qui contient 16 p. 100 de mercure, est quelquefois appelé schwatzite. La Freibergite est de couleur plus claire que la tétraédrite ; son trait est souvent rougeâtre ; la schwatzite se rencontre en cristaux drusiques noirs caractérisés par un habitus dodécaédral (fig. 471), les faces prédominantes étant celles du dédocaèdre, tandis que les faces du tétraèdre sont tout à fait petites.

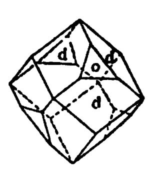


Fig. 471. — Tétraédrite. *d* }110{, *o* }111{.

La tennantite elle-même diffère de la tétraédrite en ce qu'elle est habituellement cubique ou dédocaédrale dans son habitus ; elle est aussi de couleur plus foncée.

Les variétés de tennantite, qui contiennent du zinc, ont été distinguées par les noms de « kupferblende » et « sandbergite » et montrent une tendance à développer de larges faces de }211{, de sorte que quelques cristaux ressemblent à la figure 101, page 57.

Le cuivre gris qui contient du plomb a un lustre légèrement résineux, mais quelles que puissent être leurs différences en apparence, les minéraux et mélanges appartenant à ce groupe sont reconnaissables, s'ils sont cristallisés, à leur symétrie polaire, à leur lustre métallique, et à leur absence de clivage, combinés avec les réactions du cuivre, et de l'antimoine ou de l'arsenic.

Quelques localités remarquables :

Binnentahl (Suisse). — Les plus beaux exemples de tennantite, bien que petits, sont les cristaux brillants à l'habitus cubique qui se rencontrent avec d'autres minéraux métalliques dans la dolomie blanche de la Binnentahl, décrite à la page 378 à propos de la blende. Jusque tout récemment on les croyait un minéral distinct et on les avait nommés « binnite ».

Mine d'Herodsfoot (Liskeard, Cornouailles). — La tétraédrite qu'on y trouvait antérieurement est un minéral de filon sur du quartz de veine et se rencontre en larges tétraèdres biseautés (fig. 468) complètement enrobés de chalcopyrite drusique, jaune de laiton ou à patine brillante. Sur ces échantillons sont souvent groupés des cristaux de quartz en tables rectangulaires, peut-être des pseudo-morphoses de barytine, et les échantillons comportent aussi de la galène et de la bournonite.

Les minuscules cristaux de pyrite de cuivre qui forment un revête-

ment drusique sur la tétraédrique de Liskeard, sont arrangés en positions parallèles, de telle manière que l'axe principal de chaque cristal coïncide en direction avec un des axes cubiques de la tétraédrite; ils sont probablement un résultat de décomposition de cette dernière.

Kapnik (Hongrie). — Tétraèdres simples nettement cristallisés et tétraèdres avec arêtes biseautées par }211{, sur du quartz cristallisé à habitus trigonal avec de la blende brune et de la chalcopyrite; le remplissage du filon contient souvent de la rhodonite rose; une argile blanche occupe habituellement quelques-uns des coins entre les cristaux de quartz.

Redruth (Cornouailles). — Tennantite en dédocaèdre gris, avec les faces du cube et du tétraèdre; les cristaux sont petits et associés avec de l'arsenic.

On trouvera à la fin du volume une table des composés métalliques les mieux établis du soufre avec l'arsenic, l'antimoine et le bismuth; ils sont rares pour la plupart. En outre du cuivre gris, les seuls membres de la classe qu'on trouvera dans presque toutes les collections, sont la stéphanite, la pyrargyrite et la proustite, et la bournonite.

STÉPHANITE

Stéphanite. — Sulfo-antimoniure d'argent; Ag_5SbS_4; Ag = 68,5, Sb = 15,2, S = 16,3. Orthorhombique, symétrie polaire.

$$a : b : c = 0,629 : 1 : 0,685.$$

B = }010{; *d* = }021{; *p* = }111{; *z* = }112{; *m* = }110{; A = }100{; C = }001{.

A*m* = (100) : (110) = 32° 10′; C*d* = (001) : (021) = 53° 52′.

pm = (111) : (110) = 37° 51′.

Mâclé sur (110). Clivage }010{, }021{ imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 2 1/2. G = 6,3. Noir de fer. Trait noir. Lustre métallique. Opaque. Fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Freiberg** (Saxe).

Stéphanite. Psaturose. — Minéral d'argent cassant (allemand, schwartzgültigorz, sprödglanzerz, melanglanz). Ce minéral, qui est important comme minerai d'argent, se présente en deux habitus, soit comme prismes hexagonaux, soit comme tables hexagonales plates; dans ces dernières, les faces du prisme peuvent être absentes ou sont très petites; les cristaux sont presque invariablement terminés par un plan basal uni. Quelques-uns des cristaux sont riches en faces du prisme. Les mâcles sont constantes et semblables à celles de l'aragonite, les

minéraux étant pseudo-hexagonaux ; les cristaux sont habituellement traversés par des lamelles mâclées parallèles au prisme }110{, et l'on peut voir les jonctions des mâcles sur le plan basal. Le caractère polaire n'est indiqué que par des stries obliques sur les faces du prisme, semblables à celles de la pyrargyrite (fig. 472), qui montrent ainsi que beaucoup de cristaux simples en apparence sont des mâcles supplémentaires comme dans la figure 232.

Quoique brillante et lustrée quand elle est fraîche, la stéphanite noircit comme la proustite par exposition à la lumière. Les meilleurs cristaux se rencontrent à Freiberg, Saxe, à la fois sous forme de prismes et de plaques hexagonales à arêtes biseautées. La stéphanite massive est exploitée sur une grande échelle comme minerai d'argent dans le Névada ; la stéphanite et l'argentite sont les minerais principaux du fameux Comstock Lode.

GROUPE DE LA PYRARGYRITE

Pyrargyrite. — Sulfo-antimoniure d'argent Ag_3SbS_3 ; Ag = 59,8, Sb = 22,5, S = 17,7. Hexagonale. Symétrie polaire ditrigonale.

$$a : c = 1 : 0,709.$$

$a = \{10\bar{1}\}$. $e = \{110\}$, $r = \{100\}$, $t = \{310\}$, $v = \{20\bar{1}\}$, $u = \{2\bar{1}\bar{1}\}$, $d = \{\bar{4}\bar{2}3\}$.

$ee = (110) : (101) = 42^\circ\ 5'$, $rr = (100) : (010) = 71^\circ\ 21'$.

$vv = (20\bar{1}) : (2\bar{1}0) = 35^\circ\ 12'$, $vv = (20\bar{1}) : (\bar{1}02) = 74^\circ\ 25'$.

Clivage }100{, }110{ imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 2 1/2, G = 5,8. Noir gris. Trait rouge pourpre. Lustre métallique adamantin. Translucide. Réfraction forte, $\omega = 3,084$. Biréfringence négative très forte ; $\omega - \varepsilon = 0,203$. Facilement fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Andreasberg** (Harz).

Proustite. — Sulfo-arséniure d'argent ; Ag_3AsS_3 ; Ag = 65,4 ; As = 15,2 ; S = 19,4. Hexagonale ; symétrie polaire ditrigonale.

$$a : c = 1 : 0,804.$$

$v = \{20\bar{1}\}$, $a = \{10\bar{1}\}$, $e = \{110\}$.

$ee = (110) : (101) = 42^\circ\ 46'$; $vv = (20\bar{1}) : (2\bar{1}0) = 35^\circ\ 18'$.

$vv = (20\bar{1}) : (\bar{1}02) = 74^\circ\ 39'$.

(Voir la calcite, figures 526 et 528).

Clivage }100{ imparfait. Cassante. Fracture inégale à conchoïdale. D = 2 1/2. G = 5,6. Vermillon écarlate. Trait écarlate. Lustre adamantin. Sub-transparente. Réfrigence forte ; $\omega = 2,979$. Biréfringence négative très forte ; $\omega - \varepsilon = 0,268$. Facilement fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Chanarçillo** (Chili).

Ce groupe, connu aussi sous le nom d'argent rouge ou minerai d'argent rouge, comprend :

Pyrargyrite. Argyrythose (allemand, antimonsilberblende, dunkles Rothgültigerz).

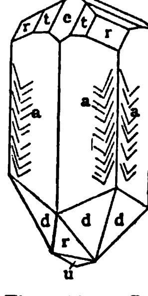
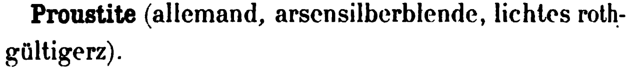
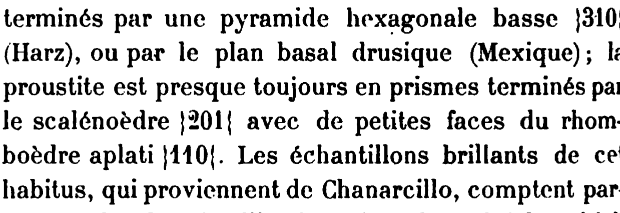


Fig. 472. — Pyrargyrite, *a* }10$\bar{1}${, *r* }100{, *t* }301{, *e* }101{, *d* }$\bar{4}\bar{2}$3{, *r* }0$\bar{1}$0{, *u* }$\bar{1}\bar{2}\bar{1}${.

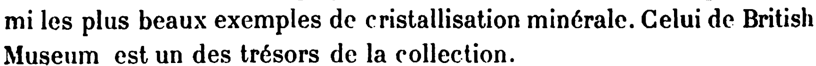


Proustite (allemand, arsensilberblende, lichtes rothgültigerz).

Les argents rouges présentent un excellent exemple d'isomorphisme ; leurs angles sont presque identiques et ils se rencontrent en cristaux très parfaits d'habitus semblable.



La pyrargyrite se trouve le plus souvent en prismes terminés par une pyramide hexagonale basse }310{ (Harz), ou par le plan basal drusique (Mexique) ; la proustite est presque toujours en prismes terminés par le scalénoèdre }201{ avec de petites faces du rhomboèdre aplati }110{. Les échantillons brillants de cet habitus, qui proviennent de Chanarcillo, comptent parmi les plus beaux exemples de cristallisation minérale. Celui de British Museum est un des trésors de la collection.



Ces deux minéraux sont mâclés suivant plusieurs lois :

(1) Deux prismes sont juxtaposés sous un angle de 26° ; le plan de mâcle étant (211).

(2) Deux prismes sont juxtaposés sous un angle de 86° environ ; ici le plan de mâcle est (100) ; ces mâcles rectangulaires sont communes dans la proustite, mais rares dans la pyrargyrite.

(3) Deux prismes hémimorphes de pyrargyrite sont réunis de manière à ressembler à un cristal unique appartenant à la classe de la calcite ; on peut les décrire comme mâclés suivant la normale à (101) ; de pareilles mâcles se distinguent par les stries obliques sur les faces du prisme des deux cristaux.

Les cristaux doublement terminés sont extrêmement rares, mais le caractère polaire de la pyrargyrite est toujours indiqué par ces stries des faces du prisme, qui ne sont pas symétriques vers les deux extrémités (fig. 472).

Suivant la transparence de sa surface, la pyrargyrite varie de couleur ; les plus foncées montrent une lueur rubis foncée en esquilles minces ; mais quelques échantillons paraissent aussi clairs que la proustite. La proustite a toujours la même couleur rouge rubis foncé quand elle est fraîche, mais par exposition à la lumière, sa surface devient noire, et les échantillons à conserver doivent être gardés couverts. Les

deux minéraux peuvent se distinguer en toute sûreté par leur trait.

Bien que les argents rouges soient évidemment isomorphes, ils forment rarement des mélanges; la pyrargyrite contient généralement un peu d'arsenic, mais rarement jusqu'à 3 pour 100. Les analyses suivantes représentent les plus grandes variations :

	S	Sb	As	Ag
	—	—	—	—
Pyrargyrite.				
Andeasberg . . .	17,81	22,45	...	59,75
Chanarcillo . . .	18,17	10,47	3,80	60,53
Proustite.				
Chanarcillo . . .	19,52	....	15,03	65,10
Saxe	19,34	3,74	12,29	64,43

Les deux minéraux très rares, **pyrostilonite** et **xanthoconite** paraissent avoir respectivement la même composition que la pyrargyrite et la proustite et appartiennent au système monoclinique, de sorte que le groupe doit être regardé comme isodimorphe.

Les argents rouges se distinguent des autres minéraux par leur couleur et leur trait. La proustite, quand elle est massive, ressemble à la cuprite, mais elle s'en distingue par sa tendreté relative et par ses réactions pour argent.

Quelques localités remarquables :

Andreasberg (Harz). — Pyrargyrite en cristaux groupés dans lesquels la pyramide hexagonale aplatie }210{ fait saillie; quelquefois des faces unies et brillantes de }110{ tronquent ses arêtes, et }100{ apparaît aux sommets. Généralement mâclée sur (211). Comme minéral de filon avec calcite, arsenic, et quelquefois harmotome.

Charnarcillo (Chili). — Beaux prismes de proustite avec terminaisons scalnoédrales ; quelquefois terminés par la pyramide *t* en apparence hexagonale. Ces cristaux sont souvent enduits d'asbeste blanche, qui peut être enlevée de la proustite et montre la surface brillante de cette dernière.

BOURNONITE

Bournonite. — Sulfo-antimoniure de plomb et de cuivre: $PbCuSbS_3$: Pb = 42, Cu = 13, Sb = 24,7, S = 19,8. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,938 : 1 : 0,897.$$

A = }100{, B = }010{, C = }001{, *o* = }101{, *n* = }011{, *u* = }112{, *m* = }110{.

A*m* = (100) : (110) = 43° 10′; B*n* = (010) : (011) = 48° 7′.

C*o* = (001) : (101) 43° 43′: C*u* = (001) : (112) = 33° 15′.

Mâclée sur (110). Clivage }010{ très imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale inégale. D = 2 1/2 ; G = 5,8. Gris de plomb. Trait noir gris. Lustre métallique. Opaque. Fusible. Décomposée par l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Neudorf** (Harz).

La **Bournonite** (allemand, speissglanzbleierz) se trouve en très beaux cristaux ; on peut voir au British Museum une série de splendides groupes provenant de la mine Herodsfoot, près de Liskeard dans la Cor-



Fig. 473. — Bournonite sur quartz, de Liskeard. (British Museum).

nouailles, et de gros cristaux du Harz au musée de Berlin. La bournonite a été ainsi nommée en l'honneur du minéralogiste, le comte de Bournon. C'est un minéral très riche en faces, généralement tabulaire en raison de la prédominance de C, et ayant ses arêtes et ses sommets modifiés d'une manière profuse. Les faces du prisme sont striées verticalement, les autres sont unies. Les cristaux sont principalement intéressants à cause de leurs mâcles ; chacun des axes cristallographiques peut être appelé un axe de pseudo-symétrie, les angles du prisme, le brachydome et le macrodone étant chacun voisins de 90° ; mais les mâcles ne se produisent que parallèlement aux faces du prisme de 86° 20′. Presque chaque cristal est un groupe de mâcles ou est traversé par une lamelle de mâcle parallèle à la face du prisme ; les mâcles donnent naissance à des plaques cruciformes ou stellaires, et même à des groupes ressemblant à des roues d'encliquetage, qui sont connus à Kapnik, en Hongrie, sous le nom de *Rädelerz* (ou minerai en roue). La bournonite même massive peut se distinguer à l'œil des autres sulfo-antimoniures gris, tels que le cuivre gris, en raison des lamelles de mâcles, qu'on peut reconnaître sur une surface brisée. La composition est très constante et les

analyses n'indiquent pas en général de remplacement isomorphe des constituants, par exemple

	S	Sb	Pb	Cu	As	Fe
	—	—	—	—	—	—
Neudorf . . .	19,63	25,68	41,38	13,68	...	...
Cornouailles .	20,30	26,30	40,80	12,70	...	...
— .	19,36	23,57	41,95	13,27	0,47	0,68

Dans la dernière de celles-ci un peu d'As paraît remplacer Sb.

Quelques localités remarquables :

Neudorf (Harz) — Cristaux tabulaires avec quartz, sidérose en rhomboèdres bruns }100{ et galène }111} avec }311{, etc.

Mine d'Hérodsfoot (Liskeard). — Groupes mâclés de prismes courts unis en plaques en forme de roues avec plan basal inégal, mais faces de prisme brillantes, sur des cristaux de quartz. Les angles rentrants sont formés par deux faces de A }100{ et *o u* B *m n* se voient sur les arêtes et les sommets (fig. 473).

Kapnik (Hongrie). — Rädelerz avec quartz. Les échantillons portent souvent des cristaux de blende et de tétraédrite, en même temps que de la pyrite et un peu d'argile blanche. La bournonite est généralement noire et ne montre que de petites faces des dômes et des pyramides.

REVUE DES SULFO-ANTIMONIURES, ETC.

Les sulfo-antimoniures, sulfo-arséniures, et sulfo-bismuthures sont habituellement regardés comme dérivés de sulfo-acides du type As $(SH)_3$

Les sulfo-arséniures normaux seront alors représentés par les formules $R''_3 As_2 S_6$ ou $3R''S. As_2 S_3$; à ceux-ci appartiennent

Tétraédrite. .	$3Cu_2S.Sb_2S_3$	Cubique
Proustite. . .	$3Ag_2S.As_2S_3$	Hexagonal
Pyrargyrite .	$3Ag_2S.Sb_2S_3$	—
Bournonite. .	$2PbS.Cu_2S.Sb_2S_3$	Orthorhombique.

Quelques auteurs regardent ce groupe comme dimorphe et analogue à la série des carbonates rhomboédraux et orthorhombiques $R'' CO_3$, les angles correspondants étant quelque peu semblables. Mais on peut se demander si l'on est autorisé à regarder $CaCO_3$ et $Ag_3 AsS$ comme des composés semblables; de plus l'aragonite se mâcle sur un prisme de **63° 48′** tandis que la bournonite le fait sur un prisme de 86° 20′.

La stéphanite sera un sel de l'acide H_{10} $Sb_2 S_8$ ou $5H_2 S. Sb_2S_3$ dérivé de l'acide normal par addition de deux molécules de H_2S.

Le nombre des sulfo-arséniures est très considérable, bien que quelques-uns des minéraux soient rares; ils doivent être rapportés à au moins onze sulfo-acides différents.

Une série isomorphe particulièrement bien définie est celle des minéraux orthorhombiques suivants compris dans la formule $R'' As_2 S_4$:

Wolfsbergite . . .	$Cu_2Sb_2S_4$	ou	$Cu_2S . Sb_2S_3$
Emplectite	$Cu_2Bi_2S_4$	—	$Cu_2S . Bi_2S_3$
Scléroclase	$PbAs_2S_4$	—	$PbS . As_2S_3$
Zinckénite	$PbSb_4S_4$	—	$PbS . Sb_2S_3$

D'un autre côté, il est possible (avec Tschermak) de regarder de pareils minéraux comme des mélanges de divers sels dérivés d'acides tels que $As'''(SH)_3$, $As''' S (SH)_3$, $As^V S (SH)_3$, dans lesquels l'arsenic est combiné avec le divalent S et le monovalent (SH).

Tous les minéraux de cette classe possèdent un lustre métallique et sont pour la plupart de couleur grise; les sulfo-arséniures sont plus translucides que les sulfo-antimoniures et les sulfo-bismuthures; ceux qui contiennent du plomb donnent le lustre métallique le plus brillant. Ces minéraux sont quelque peu difficiles à distinguer, puisque leurs caractères optiques ne peuvent pas être utilisés, mais pour cet objet le trait est utile et ils peuvent être tous déterminés par des essais pyrognostiques.

D'autres composés remarquables du soufre sont la **jamesonite**, $Pb_2 Sb_2 S_5$ minéral fibreux ou aciculaire, qui se rencontre quelquefois en masses assez grandes pour servir de minerai de plomb ; la **lorandite**, $TlAsS_2$, minéral rare trouvé à Allchar, en Macédoine, presque le seul composé proéminent de thallium, dont il ne contient pas moins de 59,4 p. 100 ; l'**argyrodite**, $Ag_8 GeS_6$, minéral trouvé dans les mines d'argent de Freiberg et subséquemment en Bolivie, dans lequel le germanium a été découvert par Winkler en 1886 ; la **cylindrite**, représentant d'une classe petite mais curieuse de composés contenant de l'étain avec du plomb, antimoine et soufre ; il ressemble au graphite en apparence et se rencontre en remarquables formes cylindriques curvilaminaires en Bolivie, où de pareils sulfo-stannates contenant de l'argent sont exploités comme minerais à la fois d'argent et d'étain ; un autre minéral de Bolivie, la **canfieldite**, $Ag_8 (Sn,Ge) S_6$, argyrodite stannifère, est un trait d'union entre ces minéraux nouveaux et intéressants.

SECTION VIII

LES MONOXYDES

CUPRITE

Cuprite. — Oxyde de cuivre ; Cu_2O ; Cu = 88,8, O = 11,2. Cubique symétrie holoaxe tessérale. Forme commune, octaèdre.

A = }100{, *o* = }111{, *d* = }110{.

Clivage bon, }111{, }100{. Cassant. Fracture inégale. D = 3 1/2. G = 6. Rouge cochenille. Trait rouge brunâtre. Lustre métallique adamantin. Translucide. Réfraction très forte ; μ = 2,85. Fusible. Soluble dans l'acide chlorhydrique fort.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Liskeard** (Cornouailles).

Cuprite (allemand, rothkupfererz). — Ce minéral, qui est aussi connu sous les noms de cuivre rouge ou cuivre rubis, se trouve admirablement cristallisé en brillants octaèdres, cubes et combinaisons de ces formes avec }110{ et }211{. Les faces de la forme }*hkl*{ sont très rares, et comme c'est la seule forme qui diffère de la forme holosymétrique correspondante, la symétrie holoaxe ne se révèle que dans un petit nombre de cristaux. Quelques échantillons de Wheal Phœnix, près de Liskeard, portent les faces de }8. 9. 6.{ (fig. 112) et d'autres les faces de }13. 10. 12}. Il n'y a pas d'autre preuve de la symétrie vraie du minéral, car les figures de corrosion paraissent être holosymétriques et les cristaux ne font pas tourner le plan de la lumière polarisée.

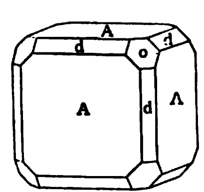


Fig. 474. — Cuprite ; A }100{, *d* }110{, *o* }111{.

Les mâcles de cuprite sont inconnues.

La cuprite massive ressemble quelque peu à la proustite en apparence, mais elle est plus dure et peut facilement s'en distinguer par le trait et les réactions au chalumeau. Elle se rencontre en quantités suffisamment importantes pour être employée avec profit comme minerai de cuivre.

Deux variétés curieuses sont les suivantes :

1° La chalcotrichite, belle forme capillaire dans laquelle les fibres minces ressemblent à des cheveux et sont des cristaux allongés soit suivant la direction d'une arête du cube (axe tétragonal) soit d'une diagonale du cube (axe trigonal). Les plus beaux échantillons de chalcotrichite trouvés jusqu'ici sont ceux des vieilles mines de cuivre près de **Gwennap** en Cornouailles, et ceux récemment trouvés à **Morenci** dans l'Arizona.

2° Le minerai rouge brique (allemand, ziegelerz) variété terreuse de couleur rouge brique totalement dissemblable en apparence du minéral cristallisé ; elle est souvent impure et très foncée en couleur par des inter-mélanges d'hématite, limonite et autres minéraux.

Quelques localités remarquables :

Liskeard (Cornouailles). — Combinaisons cubiques brillantes situées sur du quartz de filon, dont les cavités sont remplies de limonite terreuse ; les faces proéminentes sont celles du cube et de l'octaèdre.

Gumeschevsk (Oural). — Cristaux tapissant des cavités dans la cuprite massive, qui est souvent transformée partiellement en malachite ; la cuprite est ou bien en octaèdres, octaèdres à arêtes tronquées, ou bien en combinaisons d'habitus cubique.

Chessy (près de Lyon). — Grands octaèdres et dodécaèdres, souvent avec arêtes et sommets tronqués, complètement transformés par altération à la surface en une croûte verte unie de malachite. Ces cristaux se rencontrent habituellement à l'état isolé dans une argile blanche tendre (lithomarge), et sont par suite complètement développés de tous les côtés.

ZINCITE

Zincite. — Oxyde de zinc ; ZnO ; Zn = 80,3 ; O = 19,7. Hexagonale ; symétrie polaire dihexagonale. Clivage basal et prisme $\{10\bar{1}0\}$ parfait. Cassante, Fracture sub-conchoïdale. D = 4 à 4 1/2. G = 5,6. Rouge sang. Trait orange. Lustre sub-adamantin. Translucide. Biréfringence positive. Infusible. Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente la matière cristalline de **Francklin Furnance** (New-Jersey).

La zincite se trouve comme minéral massif rouge foncé à structure en plaques, aux mines de zinc de Sterling-Hill, New-Jersey, U. S. A., où elle constitue un minerai de zinc de valeur. La zincite peut se reconnaître à son trait jaune orange. Les cristaux sont rares, et la forme et

la symétrie ont été primitivement déterminées au moyen des petits cristaux blancs ou jaunes de ZnO, qui se forment accidentellement par sublimation dans les fourneaux à zinc. On a trouvé subséquemment à Franklin-Furnace, New-Jersey, des cristaux naturels, qui ont la même forme (fig. 475) que les cristaux artificiels.

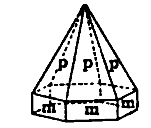


Fig. 475. — Zincite, p }10$\bar{1}$1{, m }10$\bar{1}$0{, C' }000$\bar{1}${.

Comme la wurtzute et la greenockite, ils sont polaires hexagonaux (ou dihexagonaux ?) (comparer les figures de la greenockite de la page 88 et de la page 379). Il est remarquable que ces trois substances, CdS, ZnS, et ZnO possèdent non seulement la même symétrie, mais à peu près les mêmes angles ; l'angle 0001 : 1011 entre le plan basal et la pyramide est de 61°54′ pour la greenockite, de 62°5′ pour la wurtzite et de 61°54′ pour la zincite. Les deux premiers sont indubitablement isomorphes dans le sens ordinaire, tandis que la zincite peut être retardée comme un exemple d'un oxyde isomorphe, si l'on peut employer ce terme, avec le sulfure correspondant (et aussi avec AgI), de la même manière en quelque sorte que $NaNO_3$ est *isomorphe* avec $CaCO_3$.

MnO paraît entrer dans la composition de la zincite comme mélange isomorphe, car quelques échantillons en renferment jusqu'à 7 p. 100 et ils sont alors d'une couleur plus jaune ou orange, dont l'uniformité, comme on l'a indiquée à la page 283, est une preuve que le mélange est réellement une solution solide. Il résulte de là que MnO est probablement dimorphe. La zincite se rencontre à Sterling-Hill sous forme de franklinite noire et de willemite vert pâle, produisant une roche qui est un mélange curieusement tacheté de ces minéraux. Les essais pyrognostiques donnent généralement les réactions du manganèse.

Les monoxydes anhydres, dont nous avons choisi la cuprite comme le représentant, sont rares dans la nature, ils ne se classent pas dans des groupes bien définis et ne se confondent pas dans des mélanges isomorphes. MgO (**Périclase**), MnO (**Manganosite**) et NiO (**Bunsénite**) ont été trouvés en octaèdres. L'**eau** (glace) est un minéral hexagonal. Un autre oxyde de cuivre (**Ténorite** ou **Mélaconite**) CuO, se trouve au Vésuve en cristaux écailleux noirs, ressemblant quelque peu à du mica, et appartenant au système triclinique.

MONOXYDES HYDRATÉS

Brucite. — Hydrate de magnésium ; MgO . H_2O ; MgO = 69 ; H_2O = 31. Hexagonal, classe de la calcite. Clivage basal }111{ parfait. Sectile. Ployable. D = 2 1/2. G = 2,4. Blanc. Trait blanc. Lustre cireux, perlé sur (111). Translucide. $\omega = 1,559$. Biréfringence plutôt forte ; $\varepsilon - \omega = 0,020$. Infusible. Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Texas** (Pensylvanie).

La brucite se trouve généralement avec la magnésite et la dolomie dans la serpentine comme résultat de décomposition de silicates magnésiens. Elle se présente en masses feuilletées qui ressemblent quelque peu au talc ou au gypse quant à leur tendreté, leur structure foliacée, leur clivage parfait et leur lustre perlé ; elle s'en distingue néanmoins facilement par ses caractères optiques, le gypse étant biaxe et le talc ayant une biréfringence négative.

Quelques brucites sont de couleur verte ou bleue.

SECTION IV

LES SESQUIOXYDES

GROUPE DU CORINDON

Corindon. — Oxyde d'aluminium; Al_2O_3; Al = 52,9; O = 47,1. Hexagonal; symétrie dihexagonale alternante (classe de la calcite).

$$a : c = 1 : 1,363.$$

$$C = \}111\{,\ R = \}100\{,\ n = \}3\bar{1}1\{,\ a = \}01\bar{1}\{.$$

RR = (100) : (001) = 93° 56′, Rn = (100) : (3$\bar{1}$1) = 25° 59′,
CR = (111) : (100 = 57° 34′.

Séparation (mais pas de clivage vrai) }111{, }100{. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 9, G = 4. Bleu. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparent. Dichroïque. Réfraction forte; $\omega = 1,768$. Biréfringence négative faible; $\omega - \varepsilon = 0,008$. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de saphir de **Ceylan**.

Le **Corindon** (allemand, korund; anglais, corundum) est bien connu sous ses trois variétés : rubis, saphir et émeri.

Le rubis et le saphir avaient attiré l'attention depuis les temps les plus reculés, et étaient très estimés comme gemmes par les anciens ; mais Haüy a été le premier à les rapporter à la même espèce que le minéral qui est maintenant appelé corindon ; celui-ci avait été apporté de la Chine et était connu sous le nom de *spath adamantin* en raison de sa dureté. Cette dernière substance avait été analysée par Klaproth en 1787, et il supposait qu'elle contenait une nouvelle terre en outre de l'alumine. Haüy avait été conduit à classer ces minéraux ensemble en raison de la similitude de leur clivage.

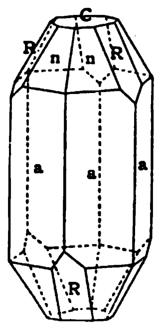


Fig. 476. — Corindon (saphire), R}100{, n}3$\bar{1}$1{ C}111{, a}10$\bar{1}$}.

Postérieurement on trouva que le rubis, le saphir et le corindon se composent purement et simplement d'alumine avec un léger mélange de silice et d'oxyde ferrique. Le rubis et le saphir avaient

été auparavant réunis par Haüy sous le nom de *télésie* (ou la substance parfaite).

On trouve rarement le corindon bien cristallisé, mais on le rencontre habituellement sous forme de galets roulés et usés par l'eau avec d'autres minéraux dans le gravier des lits des rivières; cependant en raison de leur dureté, quelques-uns de ceux-ci gardent leur forme cristalline et possèdent même des arêtes nettement définies. Les plus beaux (bleus) viennent de Ceylan; les plus beaux rubis viennent de Burma; on trouve aussi de bons cristaux rouges dans la dolomie du Saint-Gothard.

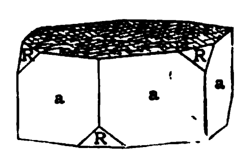


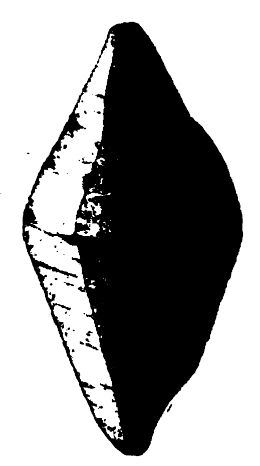
Fig. 477. — Corindon (rubis). *a* }10$\bar{1}${, R }100{, C }111{.

Peu de minéraux possèdent une plus grande variété de couleurs que le corindon; les sortes communes sont habituellement de couleur brune ou rougeâtre. Parmi les cristaux transparents qui sont propres à faire des pierres précieuses, on distingue les suivantes par des noms spéciaux :

Rubis, rouge, saphir, bleu foncé à lilas; topaze orientale, jaune à brun; émeraude orientale, pourpre. Une variété est parfaitement incolore.

Le saphir ordinaire est à peine translucide; la valeur des variétés transparentes dépend de leur lustre et de leur couleur; et des pierres réellement belles de bon rubis de la couleur particulière connue sous le nom de *sang de pigeon*, sont estimées plus haut encore que les diamants de même poids.

Les cristaux de saphir qu'on trouve dans les sables et graviers gemmifères sont habituellement imparfaits et plus ou moins usés et arrondis (fig. 478); ce sont des bipyramides hexagonales aiguës }131{ ou }153{ (comparer page 82) quelquefois terminées par }111{ avec de petites faces du rhomboèdre }100{ sur les sommets alternes de la base. Les cristaux de rubis de Burma, et ceux du Montana sont tubulaires en raison de la prédominance du pinacoïde basal (fig. 477). La base est presque toujours traversée par un système triangulaire de stries dues à des mâcles lamellaires sur le rhomboèdre R }100{, (des mâcles de deux cristaux distincts juxtaposés suivant cette loi, comme ceux de la calcite, sont extrêmement rares); la


Fig. 478. — Corindon de Ceylan.

séparation ou le clivage apparent parallèle à R paraît dû à ces mâcles lamellaires qui, dans bien des cas, peuvent être secondaires et causées par la pression, les plans parallèles à R devenant des plans de glissement. La séparation parallèle au plan basal paraît due à un commencement de décomposition. Les cristaux de corindon montrent souvent un lustre perlé sur la base et une structure en plaques parallèlement à celle-ci ; elles sont dues à des cavités microscopiques produites le long des plans horizontaux }111{ ; qui sont par suite regardés comme des ***plans de dissolution***, le long desquels la corrosion se produit très facilement. Il y a une troisième séparation quelque peu semblable parallèlement au prisme hexagonal }10$\bar{1}${.

Les fragments de clivage du corindon ressemblent à des cubes striés et peuvent être pris par erreur pour un minéral cubique ; mais sa dureté est toujours suffisante pour distinguer les corindons de tous les autres minéraux ; il n'est rayé que par le diamant.

Les saphirs en étoiles ou *astériés* sont très remarquables ; ils montrent une étoile opalescente à six rayons, quand on les regarde à peu près suivant la direction de l'axe principal ; c'est une variété mentionnée par Pline. De pareils cristaux sont habituellement taillés par le joaillier avec une surface courbe (en cabochon) pour faire ressortir l'effet. Cet *astérisme* est dû à de minuscules cavités tubulaires arrangées dans des plans parallèles au prisme }10$\bar{1}${, et sont causées par la même corrosion que la troisième séparation dont on vient de parler ; il peut être comparé au jeu de couleurs de l'orthose (pierre de lune) du Labrador et de la diallage.

Quelquefois les cavités de corrosion du corindon sont remplies de produits de décomposition, qui donnent aux cristaux un lustre ou éclat submétallique bronzé sur le plan basal.

Le corindon est souvent, mais pas toujours, biaxe, l'angle des axes optiques étant très petit ($2V = 0° \text{ à } 10°$) ; on voit que les sections basales, examinées entre les nicols croisés, se composent de six secteurs triangulaires. Par suite, quelques auteurs regardent les cristaux comme des triplets, et comme réellement orthorhombiques ou même monocliniques ; suivant d'autres, les particularités optiques peuvent s'expliquer comme étant dues à une structure laminaire produite par des mâcles secondaires sur les plans R.

Le corindon (même le saphir ou le rubis le plus clair) contient généralement un peu d'oxyde ferrique, un peu de silice et quelquefois une trace d'eau, mais en dehors de cela il se compose simplement d'alumine. Dans les analyses anciennes, on trouvait un pourcentage

énorme de silice, mais il peut avoir été dû en partie à la matière arrachée par le corindon dur au mortier d'agate dans lequel on le réduisait en poudre.

Les grandes différences de couleur parmi les variétés de pierres précieuses, qui ont conduit à leur donner les noms de topaze, améthyste, émeraude, etc., orientales, sont probablement dues à l'oxyde ferrique et peut être aussi à des traces de chrome. La valeur du corindon comme gemme est due principalement à sa couleur et à son indice de réfraction élevé qui, comme pour beaucoup de minéraux, accompagne une grande densité et une grande dureté. Le dichroïsme est suffisant pour être utilisé comme moyen d'identification : dans le rubis, les couleurs vues au dichroscope sont le rouge foncé (ω) et le rouge-violet (ε). Dans le saphir, les couleurs sont le bleu foncé (ω) et le bleu verdâtre ou jaunâtre (ε).

Emeri. — (allemand, smirgel ; anglais, emeri) c'est le nom appliqué aux variétés granulaires foncées de corindon dont on fait un si grand usage comme matière à polir; elles se composent habituellement d'un mélange intime de corindon avec de la magnétite et de l'hématite ; cette matière provenait autrefois exclusivement des îles de Naxos ou de quelques-unes des îles voisines de l'archipel grec, où elle se trouve dans un calcaire cristallin, associée à des schistes et des gneiss; on l'a trouvée depuis en beaucoup d'endroits. Une matière à polir meilleure est la variété massive de corindon pur, telle que la matière compacte, pourpre, apportée de Salem, Madras.

Dans beaucoup de localités où on le trouve, le corindon est accompagné des hydrates d'alumine, diaspore, gibbsite et bauxite; il est quelquefois transformé en silicates alumineux, tels que la margarite et la damourite. Les plus belles pierres précieuses se trouvent, comme à Ceylan, dans les graviers et sables de rivière, et non pas dans leur matrice originale.

La production artificielle du rubis a été une matière de grand intérêt commercial; on fabrique maintenant du corindon cristallisé d'un grand nombre de manières et les rubis, préparés par le procédé de Fremy, ou méthodes similaires, ont été et sont actuellement employés comme pierres précieuses. Cette méthode consiste à fondre ensemble de l'alumine, du carbonate de potassium, du fluorure de baryum (ou de calcium) et un peu de chromate de potassium, ce dernier étant ajouté pour donner aux cristaux une couleur rouge; le mélange est maintenu pendant plusieurs jours à une température de 1 500° C; le

corindon se solidifie alors en cristaux tabulaires de rubis, ayant sur leurs arêtes les faces du rhomboèdre R (fig. 477).

Quelques localités remarquables :

Burma. — A Mogok, dans le voisinage de Mandalay, le rubis se rencontre dans un calcaire cristallin, avec du spinelle, de la pyrrhotine, de graphite, de la phlogopite, etc.

Les cristaux, rarement bien développés, sont une combinaison du pinacoïde basal et du tétraèdre, comme les cristaux artificiels ; le rubis et le spinelle sont tous les deux corrodés, le premier suivant les faces du rhomboèdre.

Campolongo. — Saint-Godard, Suisse. On rencontre dans la dolomie blanche des cristaux opaques rouges ou bleus, généralement très imparfaits, mais quelquefois en prisme terminés par des faces de la pyramide. La mica argenté, le diaspore et la tourmaline verte sont associés avec eux.

Thibet. — Les grandes pyramides irrégulières, qu'on dit provenir du Thibet, sont de couleur brune et montrent un lustre bronzé remarquable et une formation en bandes hexagonales sur le plan basal dues tous les deux à la corrosion décrite plus haut.

Hématite. — Oxyde de fer ; Fe_2O_3 ; Fe = 70, O = 30. Hexagonal, symétrie dihexagonale alternante (classe de la calcite).

$$a : c = 1 : 1,3656.$$
$$r = \{100\},\ C = \{111\},\ n = \{3\bar{1}1\},\ u = \{211\},\ e = \{110\},\ a = \{01\bar{1}\}.$$
$$rr = (100) : (010) = 94^\circ,\ rn = (100) : (3\bar{1}1) = 26^\circ.$$

Clivage (séparation) *r*, C, imparfait. Cassant. Fracture inégale. D = 6 ; G = 5,2. Noir de fer, rouge sang, quand elle est transparente. Trait rouge brun. Lustre métallique. Presque opaque. Fusible avec difficulté. Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de l'**Ile d'Elbe**.

L'**Hématite**, fer spéculaire, fer oligiste (Allemand, eisenglanz ; anglais, iron glance) minerai de fer très important, est isomorphe avec le corindon. Le nom d'hématite est aussi vieux que Théophraste et Pline, et indique la couleur rouge sang de quelques-unes des variétés massives ; mais quand le minéral est cristallisé, il a une apparence totalement différente et c'est à lui que se rapportent les noms de fer spéculaire et d'iron glance. Les cristaux sont souvent des plaques brillantes couleur d'acier, comme le montre la figure 480. Les plus beaux cris-

taux, ceux des mines de l'île d'Elbe, sont des combinaisons des rhomboèdres, *r*, *u*, avec la pyramide hexagonale *n* }13$\bar{1}${. La figure 479 représente une combinaison typique. Dans celle-ci le rhomboèdre obtus peut se reconnaître à ses stries horizontales et à sa surface convexe.

Les cristaux tabulaires sont plus communs dans d'autres localités; leur tendance à former des groupes en forme de rosettes (allemand, eisenrose) a été mentionnée et représentée à la page 296. La figure 481 provient d'une photographie d'une hématite en rosette. Les cristaux,

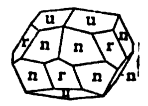


Fig. 479. — Hématite; *n* }3$\bar{1}$1{, *u* }211{, *r* }100{.

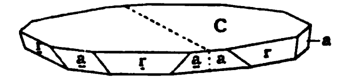


Fig. 480. — Hématite, mâclée, réunion suivant }$\bar{1}\bar{1}$2{.

mâclés ne sont pas rares parmi les cristaux à habitus rhomboédral, dans lesquels deux individus s'interpénètrent par hémitropie autour de l'axe principal ou par réflexion par rapport à (2$\bar{1}\bar{1}$) ; dans les cristaux d'habitus tabulaire, deux plaques se recouvrent ou s'interpénètrent, mais quelquefois les deux individus se réunissent avec un plan de composition parallèle au prisme (2$\bar{1}\bar{1}$), de manière à former une plaque unique, comme le montre la figure 480. De fines lamelles, parallèles au rhomboèdre *r* comme dans le corindon, indiquent une mâcle lamellaire (il est possible qu'elle soit secondaire) parallèle à }100{ ; comme dans le corindon, la mâcle donne naissance à une séparation parallèle à *r*, qui ne doit pas être confondue avec un clivage vrai. Une ressemblance de plus avec le corindon est fournie par une seconde séparation parallèle à la base C }111{, qui est due aussi à une structure lamellaire.

L'hématite est l'un des minéraux peu nombreux dans lesquels la conductibilité électrique a été mesurée exactement ; on a trouvé qu'elle est environ deux fois aussi grande dans une direction verticale que suivant une direction horizontale.

Dans les paillettes très minces, telles qu'on peut en trouver quelquefois sous le microscope, on voit que le minéral est réellement rouge sang en lumière transmise.

Les variétés d'hématite en paillettes très minces sont rouges et tendres et adhèrent aux doigts comme le graphite, quand on les touche.

L'hématite massive commune, connue sous le nom d'hématite rouge, est d'une couleur rouge brun, possède généralement une structure fibreuse, qui est recoupée transversalement par un rubannement curvi-

linéaire et la surface est souvent botryoïdale ou réniforme (voir la fig. 404, p. 301). Les masses boryoïdales à structure fibreuse radiée, communes dans le Cumberland, se séparent en formes coniques connues ici sous le nom de *minerai en crayon* (Pencil ore). L'hématite a été employée dans les temps anciens et modernes, et dans beaucoup de parties du monde, pour les objets d'ornement.

L'hématite terreuse, ocre rouge, est une matière terreuse rouge clair, généralement mélangée avec de l'argile.

Certains minerais de fer, par exemple, celui de la région du Lac Supérieur et du Cumberland, se composent principalement d'hématite.

Dans quelques-unes de ses modifications, l'hématite peut ressembler à de la limonite ou à quelque autre hydrate de fer, mais le trait rouge ou brun rouge sert à la distinguer de ces minéraux, dont le trait est généralement brun.

Quelques localités remarquables :

Cumberland et Lancashire. — Le minerai de fer spéculaire se rencontre dans les mines de fer de Cleator Moor en plaques noires brillantes, groupées sur du cristal de roche de manière à présenter une apparence veloutée ; les plaques ont leurs arêtes formées par le rhomboèdre *r* et elles sont quelquefois légèrement convexes. Le minéral massif de la même localité est l'hématite rouge typique et le minerai en crayon mentionné ci-dessus ; sa surface est souvent transformée en limonite noire ; les meilleurs échantillons proviennent d'Ulverstone. Ici les minerais de fer remplissent des fissures et des cavités dans le calcaire carbonifère.



Fig. 481. — Hématite du Saint-Gothard.

Saint-Gothard (Suisse). — Cristaux tabulaires groupés en *Eisenrose*, en rosettes ; ce sont quelquefois des tables massives bornées par le prisme hexagonal ; elles sont associées avec de l'adulaire, souvent mâclé comme dans la figure 397 de l'orthose ; et avec du cristal de roche, du quartz enfumé, etc., tapissant des cavités dans le gneiss et le granite.

Ile d'Elbe. — Les cristaux rhomboédraux trapus de la figure 479 se rencontrent dans les conditions décrites à la page 388. L'hématite a souvent une patine brillante.

Vésuve. — De petits cristaux brillants d'hématite tapissent des cavités dans une lave trachytique, où ils paraissent avoir été formés par

l'action de vapeurs (peut-être de chlorure ferrique); ces cristaux sont habituellement aplatis et squéléteux.

L'hématite et le corindon sont bien clairement isomorphes, bien que, dans la nature, ils forment à peine des mélanges isomorphes ; les Ti_2O_3 et Cr_2O_3, préparés artificiellement, sont isomorphes avec eux. Le premier de ces composés entre probablement dans la constitution de beaucoup d'hématites qui sont titanifères ; les cristaux en rosettes du Saint-Gothard contiennent environ 6 p. 100 de titane. Il existe néanmoins aussi un minéral connu sous la nom d'ilménite, fer titané (allemand, titaneisen) contenant de 30 à 40 de Ti_2O_3, qui est souvent regardé comme un mélange isomorphe de Fe_2O_3 et de Ti_2O_3; l'ilménite est légèrement magnétique et se rencontre en cristaux aplatis avec stries triangulaires.

L'ilménite se trouve en cristaux bien définis dans la diorite de Krageroe en Norvège, et dans d'autres localités ; elle cristallise dans le système hexagonal, avec des angles qui sont très voisins de ceux de l'hématite, mais avec la symétrie hexagonale alternante de la classe de la dioptase. On a argué que, en égard à cette réduction de symétrie, l'ilménite, comparée à l'hématite, est analogue à la dolomie, comparée à la calcite.

Toutefois, récemment l'analyse de variétés qui contiennent une proportion considérable de magnésie a indiqué que quelques-unes des ilménites sont exactement conformes à la formule $RO.TiO_2$, si R sert à représenter Fe et Mg capables de se remplacer l'un l'autre. Le minéral devrait donc être regardé comme un titanate de fer et de magnésium, un mélange isomorphe de $MgTiO_3$ et de $FeTiO_3$; et il trouve sa place parmi les silicates et les titanates, où il appartient en apparence au même groupe isomorphe que le minéral pyrophanite, $MnTiO_3$.

Néanmoins ces minéraux ont certainement leurs angles presque identiques avec ceux de l'hématite et l'*isomorphisme* des deux groupes peut être comparé à celui de la zincite et de la wurtzite mentionnée à la page 415.

SESQUIOXYDES HYDRATÉS

Limonite. — Hydrate de fer; $2Fe_2O_3 . 3H_2O$; $Fe_2O_3 = 85,5$, $H_2O = 14,5$. Amorphe. Fracture inégale à fibreuse. $D = 5\ 1/2$; $G = 3,8$. Brun foncé. Trait brun jaunâtre. Lustre sub-métallique. Opaque. Fusible avec difficulté en un globule magnétique. Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les masses botryoïdales de **Lostwithiel** (Cornouailles).

Goethite. — Hydrate de fer; $Fe_2O_3 . H_2O$; $Fe_2O_3 = 89,9$ $H_2O = 10,1$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,918 : 1 : 0,607.$$
$$(110) : (1\bar{1}0) = 85^\circ 8'.$$

Clivage }010{ parfait. Cassant. Fracture inégale. D = 5; G = 4,2. Brun noirâtre. Translucide. Biréfringence positive. Plan des axes (001). Bissectrice aiguë perpendiculaire à (010). 2E = 50°; $\rho < \upsilon$. Dichroïque. Fusible avec difficulté en un globule magnétique. Soluble dans l'acide chlorhydrique. Faiblement magnétique. Comparer avec la description précédente les cristaux de **Lostwithiel** (Cornouailles).

Manganite. — Hydrate de manganèse. $Mn_2O_3 . H_2O$; $Mn_2O_3 = 89,7$, $H_2O = 10,3$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,844 : 1 : 0,545.$$
$$(110) : (1\bar{1}0) = 80^\circ 21'.$$

Mâclée sur (011). Clivage }010{ parfait, }110{ imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 4, G = 4,4. Gris d'acier. Trait noir rougeâtre. Lustre sub-métallique. Opaque. Infusible. Soluble dans l'acide chlorhydrique, avec dégagement de chlore.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Ilfeld** (Harz).

Psilomélane. — Hydrate de manganèse (barium, potassium, etc.). Amorphe. Fracture unie. D = 5 1/2. G = 4,2. Noir. Trait noir brunâtre. Lustre sub-métallique. Opaque. Fusible avec difficulté. Soluble dans l'acide chlorhydrique avec dégagement de chlore.

Comparer avec la description précédente les masses botryoïdales de **Lostwithiel** (Cornouailles).

Un certain nombre d'hydrates de fer et d'aluminium sont mentionnés dans la table de la fin du volume.

Parmi ceux-ci, la limonite, $2Fe_2O_3.3H_2O$, est le plus commun ; c'est un produit fréquent de décomposition d'autres minéraux ferrugineux et il se rencontre souvent sous forme d'une croûte noire amorphe sur leur surface ; on le trouve souvent comme *pseudo-morphose* ou *épigénie* de minéraux contenant du fer. Des cristaux bruns ou noirs de pyrite de fer, de magnétite ou de sidérose, conservant toute leur netteté originale de forme, se composent quelquefois entièrement de limonite ; autrement le minéral est stalactitique, botryoïdal ou terreux, jamais cristallisé ; il est souvent noir et glacé à sa surface et c'est de ce caractère qu'il tire un de ses noms *stilpnosidérose*. Le nom de limonite (λειμών un pré) se rapporte réellement au *minerai de marais* (*bog-iron ore*), qui est un dépôt jaune brun commun dans les marais et qui provient du carbonate et du sulfate ferreux dissous dans l'eau ; il recouvre

ou remplace souvent la matière végétale en décomposition; et il est bien connu sous la forme de boue iridescente commune dans les étangs marécageux.

En Suède, la limonite forme de larges masses concrétionnaires au fond des lacs (suédois, sjömalm) et elle est exploitée comme minerai de fer; quand les concrétions sont de petits nodules sphériques, le minerai est connu sous le nom de *pisolitique* (allemand, bohnerz). La limonite peut généralement se distinguer des autres hydrates de fer par son trait jaune brunâtre et sa dureté de 5; mais ces hydrates amorphes et assez mal définis passent les uns aux autres et se rencontrent fréquemment ensemble comme produits de minéraux ferrugineux.

Le quartz cellulaire brun connu en Cornouailles sous le nom de *gossan* (allemand, eisener hut; français, chapeau de fer), qui constitue souvent l'affleurement de veines métalliques et qui est regardé comme une indication de leur existence sous la surface, contient des minéraux terreux se composant pour grande partie d'hydrates ferriques comme produits de décomposition de pyrites de fer; ces hydrates, avec l'hématite, expliquent la couleur rouge ou jaune prédominante de la plupart des roches et des échantillons qui contiennent des composés de fer.

Parmi les hydrates ferriques, la **goéthite**, FeO (OH), est en évidence comme minéral qu'on trouve en prisme orthorhombiques lustrés noirs ou bruns, avec terminaisons pyramidales; quelques-uns des plus beaux échantillons ont été trouvés dans les mines de fer de Lostwithiel dans la Cornouailles; elle se rencontre aussi en fines écailles rouges, bornées par }010{ (lépidocrocite) constituant des masses à lustre velouté; sous cette forme, la goéthite est un des produits d'altération communs qui tapissent les cavités secondaires dans les minéraux en décomposition et elle leur donne quelquefois une opalescence ou un éclat bronzés. Les écailles peuvent se reconnaître au microscope et se distinguer de l'hématite par leur dichroïsme, parce que les écailles de cette dernière sont des pinacoïdes basaux d'un minéral hexagonal et par suite ne sont pas pléochroïques.

Les groupes radiés délicats de cristaux aciculaires de Przibam en Bohême ont une apparence tout à fait soyeuse et sont connus sous le nom de *sammet-blende* (blende de velours).

Au même groupe que la goéthite appartiennent le **diaspore**, AlO (HO), et la **manganite** MnO (HO). Le diospore est généralement un minéral cassant, blanc, clivable, écailleux, d'apparence talqueuse, qu'on peut reconnaître comme un produit d'alternation de l'alumine, car on le trouve généralement accompagnant le corindon et l'émeri

et comme enduit sur des cristaux de corindon. Il peut se distinguer du gypse, du tac et de la brucite par sa dureté supérieure (6 1/2) ; les paillettes de clivage }010{ sont perpendiculaires à la troisième ligne moyenne et la biréfringence est forte. La *manganite* (acerdèse) se rencontre en cristaux gris d'acier, à lustre submétallique (D = 4) qui sont des prismes à terminaisons obtuses, striés verticalement, et fréquemment mâclés; les échantillons d'Ilfeld dans le Harz sont très beaux. Quand les cristaux sont tendres, ceci est dû à leur deshydratation et à leur conversion partielle en l'oxyde terreux, pyrolusite, MnO_2.

Parmi les autres hydrates de manganèse figure la **psilomélane,** minéral noir *amorphe ;* elle est habituellement botryoïdale ou stalactitique et peut se distinguer de la plupart des minéraux d'apparence semblable par sa dureté supérieure qui est plus grande que celle de la magnétite ; le trait la distingue de la limonite. La psilomélane contient des proportions variables de barium, potassium et sodium, avec de 3 à 6 p. 100 d'eau ; sa constitution est incertaine.

Parmi les hydrates d'alumine, la **bauxite,** $Al_2O_3.2H_2O$ (?) minéral blanc, brun ou rouge, massif, concrétionnaire ou terreux, est important comme l'un des meilleurs minerais d'aluminium ; son nom vient de Baux, près d'Arles, en France, où ce minéral a été trouvé pour la première fois.

SECTION X

LES BIOXYDES

GROUPE DE LA CASSITÉRITE

Cassitérite. — Oxyde d'étain ; SnO_2; Sn = 78,6, O = 21,4. Tétragonale, holosymétrique.

$$a : c = 1 : 0,672.$$

$$s = \}111\{,\ A = \}100\{,\ m = \}110\{,\ e = \}101\{,\ h = \}210\{,\ z = \}321\{.$$

$$ss = (111) : (1\bar{1}1) = 58^\circ\ 19',\ ms = (110) : (111) = 46^\circ\ 27'.$$

Mâclée sur (101). Clivage }110{ imparfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 6 1/2. G = 7,0. Brune. Trait gris. Lustre adamantin. Translucide; $\omega = 1,997$. Biréfringence positive, forte; $\varepsilon - \omega = 0,097$. Infusible. Insoluble dans les acides. Avec la soude sur le charbon, donne de l'étain.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Sainte-Agnès** (Cornouailles).

Cassitérite ou étain oxydé (allemand, zinnstein; anglais, tinstone). — C'est presque le seul minerai d'étain et il est nommé d'après le mot

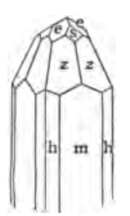


Fig. 482. — Cassitérite, *m* }110{, *h* }210{, *s* }111{, *e* }101{, *z* }321{.

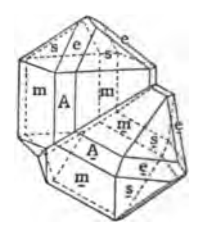


Fig. 483. — Cassitérite, *m* }110{, A }100{. *s* }111{, *e* }101{, mâclée sur $(0\bar{1}1)$.

grec pour ce métal; les bons cristaux sont comparativement rares, mais la densité et la dureté et le lustre adamantin des faces des cristaux, même quand ils sont imparfaits, servent à distinguer le minéral. Les cristaux simples ne sont pas habituels; quand on les rencontre, ils peuvent être de deux types : ou des prismes carrés trapus terminés par les faces *s*, *e* (fig. 483) ou des prismes minces terminés par des faces de pyramides aiguës (fig. 482); ces derniers (*étain aiguillé*) sont compa-

rativement rares. En Cornouailles, où l'on trouvait habituellement des cristaux très aigus de ce type (avec }321{ et }521{) ils étaient connus sous le nom d'étain à caboche à cause de leur ressemblance avec les clous à caboche; le sommet de la terminaison pyramidale n'est que très rarement tronqué par le plan basal. On rencontre d'autres faces du prisme et cette zone est striée verticalement ; les stries aideront les élèves à identifier la zone du prisme sur les cristaux mâclés, qui sont très fréquents et pas faciles à déchiffrer; comme le montre la figure 483, ils ont le premier habitus; le plan (101) de mâcle et de combinaison peut généralement être délimité par un angle rentrant au sommet du doublet en forme de genou; c'est généralement ce sommet qui fait saillie sur l'échantillon.



Fig. 484. — Cassitérite, groupe mâclé (Musée d'Oxford).

La répétition de la mâcle sur diverses faces de la forme }101{ est très commune et conduit à une succession de sommets géniculés où les deux zones striées du prisme se rencontrent suivant des angles de 67°50′ (fig. 484). La cassitérite contient habituellement Fe_2O_3 et c'est à lui, aussi bien qu'à d'autres impuretés (Ta_2O_3, etc.) qu'elle doit sans doute les nuances variables de sa couleur. Certaine cassitérite de la péninsule malaise est presque incolore, d'autre de la Nouvelle-Angleterre est rouge rubis, d'autre du Mexique est jaune; il y a au British Museum des échantillons de cassitérite transparente à facettes comme une pierre précieuse; le lustre et la dureté rendraient ce minéral propre à faire des gemmes s'il était plus transparent. La majeure partie de la cassitérite est presque noire. Parmi les variétés massives, l'*étain de bois* (allemand, holzzinnerz) est remarquable comme minéral terne à apparence à ligneuse, qui ne possède rien du lustre adamantin des cristaux; il est botryoïdal, avec une structure fibreuse radiée, composée de couches curvilaminaires, habituellement de différentes teintes. L'*étain œil de crapaud* est un nom de la Cornouailles pour les petits nodules sphériques à bandes brunes, avec la même structure fibreuse radiée.

En raison de sa dureté, de sa densité et de sa résistance aux dissolvants, la cassitérite est l'un de ces minéraux qui non seulement sont concentrés par l'action de l'eau courante, mais qui restent inaltérés

dans les dépôts d'alluvion sous formes de galets ou de sables. Elle est habituellement connue sous le nom d'*étain de rivière;* elle a été exploitée comme minerai dans la Cornouailles, où la cassitérite finement divisée provenant de vieux travaux accompagne quelquefois des restes végétaux et animaux; l'étain de rivière est exploité sur une large échelle dans la péninsule malaise et en Australie.

Des échantillons de localités typiques dans toutes les collections montrent les associations spéciales de la cassitérite; on la trouve tapissant des cavités dans le gneiss et le granite ou dans les roches qui les accompagnent, et elle est associée avec l'apatite, la zinnwaldite, la topaze, la tourmaline et la fluorine; en même temps que le quartz, le wolfram, l'axinite, la schéelite et le béryl; la présence presque invariable des cinq premiers minéraux fluorés a conduit beaucoup d'auteurs (et notamment Daubrée) à croire que les contenus de ces cavités et veines sont dus à l'action de composés gazeux du fluor (et du bore); à l'appui de cette théorie, des expériences faites par Daubrée ont montré qu'on peut produire artificiellement la cassitérite par l'action de la vapeur ou sur le chlorure ou sur le fluorure d'étain; de plus le granite est quelquefois transformé par altération en *greisen*, mélange de quartz et de mica imprégné de topaze, cassitérite, tourmaline et fluorine.

On a récemment décrit de superbes cristaux artificiels de cassitérite, qui sont formés dans les usines à étain par un procédé tout différent, à savoir l'oxydation de l'étain métallique; ils sont de couleur violette et ne sont pas mâclés, tandis que la mâcle est presque universelle dans les rencontres naturelles du minéral.

Il y a cependant des preuves que la cassitérite peut s'être déposée de solutions; on l'a trouvée imprégnant et remplaçant des restes organiques, et près de Penzance on exploitait antérieurement un minerai d'étain composé de nodules de chlorite cimentés par de la cassitérite.

Quelques localités remarquables :

Saint-Agnès (Cornouailles). — Dans les mines de ce district et d'autres de la Cornouailles, la cassitérite se rencontre dans des gîtes quartzeux, à la fois dans le granite et dans le schiste, près de leur jonction; le remplissage du filon est un mélange de cassitérite et de quartz, et les cristaux, le plus souvent de couleur grise et brune, sont généralement mâclés comme dans la figure 483, et reconnaissables à leurs angles rentrants.

Erzgebirge. — De superbes échantillons proviennent des mines des côtés nord (Saxon) et sud (Bohémien) de cette région. A Zinnwald en

Saxe et à Zinnwald et Sclaggenwald en Bohême, la cassitérite se rencontre près du contact du granite avec le schiste, soit comme une imprégnation dans le greisen, ou en fins cristaux mâclés noirs dans des veines du granite, associés avec de la zinnwaldite, topaze, apatite, quartz, florine et molybdénite. Des portions du greisen se composent entièrement d'un mélange granulaire de cassitérite et de topaze.

Rutile. — Oxyde de titane; TiO_2; Ti = 60, O = 40. Tétragonal; holosymétrique.

$$a : c = 1 : 0,644.$$

$$m = \}110\{,\ A = \}100\{,\ l = \}310\{,\ s = \}111\{,\ e = \}101\{$$

$$ss = (111) : (1\bar{1}1) = 56^\circ\ 52',\ ee = (101) : (\bar{1}01) = 65^\circ\ 35'.$$

Mâclé sur }101{. Clivage }100{, }110{ bon. Cassant. Fracture inégale. D = 6 1/2. G = 4,3. Couleur brun rouge. Trait brun jaune. Lustre métallique adamantin. Translucide; $\omega = 2,616$. Biréfringence forte, positive; $\varepsilon - \omega = 0,287$. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Alexander County** (Caroline du Nord).

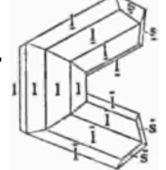


Fig. 485. — Rutile l }310{, s }111{; triplet mâclé sur (011).

Le **Rutile**, le composé principal du titane, appartient au même groupe naturel que la cassitérite, à laquelle il ressemble étroitement comme forme cristalline et comme mâcle. Les plus grands cristaux, qu'on trouve habituellement dans des cavités dans le granite et les schistes cristallins, peuvent se reconnaître facilement comme prismes striés, terminés, comme la cassitérite, par *s* et *e*, comme dans la figure 483. Les triplets représentés ici, et dus à des mâcles suivant différentes faces de la forme, sont même plus fréquents que dans la cassitérite. Quelquefois (comme à Graves-Mountain, Géorgie) la mâcle est répétée de telle manière que le groupe retourne sur lui-même et forme un anneau complet, comme le montre la figure 486, où les huit individus ne sont pas dans un même plan, mais sont inclinés les uns sur les autres en zigzag sous un angle de 65° 35′. Quelquefois, comme on l'a montré dans la figure 396, page 296, les groupes mâclés de rutile aciculaire forment une plaque squélétale réticulée, dans laquelle les rayons se rencontrent tous à angle droit; on en trouve des exemples



Fig. 486. — Rutile de Géorgie, octet mâclé sur (011).

délicats à Tavetsch dans la Suisse. Ces réticulations sont appelées *sagénite* de σαγηνη, en réseau.

Les formes caractéristiques en cœur ou en genou dues à cette mâcle et à la mâcle sur }301{ donnent le moyen de reconnaître le rutile au microscope; on l'a souvent identifié en cristaux microscopiques dans beaucoup de schistes. Le rutile est un des minéraux pesants inaltéra-



Fig. 487. — Rutile dans du quartz.

bles qu'on trouve en grains et en galets dans les graviers; il est presque toujours noir, mais il se reconnaît parmi les autres minéraux noirs à ses clivages prismatiques combinés avec son lustre particulier.

Dans les cristaux aciculaires, qui ne sont nullement rares, le rutile paraît rouge-jaune pâle et présente un aspect tout différent des masses ordinaires noires ou rougeâtres ou des cristaux métalliques brillants sous lesquels on le trouve quelquefois. Des morceaux de cristal de roche ou de quartz enfumé, contenant des fibres fines de rutile et connues sous le nom de *flèches d'amour* (fig. 487) sont polis comme ornements; ces dernières ont été décrites par Pline sous le nom de *veneris crinis : Nigerrimi nitoris continet speciem rufi crinis*.

La manière curieuse dont les aiguilles de rutile sont symétriquement disposées sur des plaques hexagonales d'hématite (Saint-Gothard) a été montré dans la figure 220, page 99.

Le rutile massif, en masses noires rougeâtres, est exploité sur une large échelle à Risör et autres endroits de la Norvège comme minerai de titane, qui est employé pour colorer le verre en jaune.

Au même groupe que le rutile et la cassitérite appartient la **polianite**, MnO_2 minéral gris d'acier, qui se rencontre en petits cristaux avec la manganite hydratée commune et qui lui ressemble étroitement; et la **plattnérite**, PbO_2, minéral rare, massif et noir, qui se rencontre quelquefois en cristaux microscopiques. Beaucoup d'auteurs ajoutent au groupe de la cassitérite le silicate de zirconium, le zircon, $ZrSiO_4$ (avec la thorine, le silicate correspondant de thorium, qui est isomorphe avec lui); par ses angles et ses mâcles, le zircon ressemble exactement à la cassitérite, et c'est un autre cas d'*isomorphisme* entre des corps, qui peuvent chimiquement être dissemblables. La similarité suggère que les formules de ce groupe devraient être doublées et que la cassitérite est $SnSnO_4$ et le rutile $TiTiO_4$.

Il se produit un remarquable cas de polyporphisme parmi les bioxydes des éléments tétravalents; TiO_2 ne se rencontre pas sous moins de trois formes de minéraux bien définis et superbement cristallisés : le rutile; l'anatase et la brookite.

Anatase. — Oxyde de titane; TiO_2; Ti = 60, O = 40. Tétragonal.

$$a : c = 1 : 1,777.$$

$$p = \{111\},\ C = \{001\},\ e = \{101\},\ v = \{117\},\ A = \{100\}.$$

$$pp = (111) : (1\bar{1}1) = 82^\circ\ 9',\ vv = (117) : (1\bar{1}7) = 39^\circ\ 30'.$$

Clivage C, *p* bon. Cassant. Fracture sub-conchoïdale. D = 5 1/2; G = 3,9. Jaune brunâtre. Trait incolore. Lustre métallique adamantin. Translucide; $\omega = 2,554$. Biréfringence forte, négative; $\omega - \varepsilon = 0,061$. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Bourg-d'Oisans** (Dauphiné).

Brookite. — Oxyde de titane; TiO_2; Ti = 60, O = 40. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,841 : 1 : 0,944.$$

$$i = \{210\},\ t = \{021\},\ y = \{104\},\ z = \{112\},\ n = \{121\},\ A = \{100\},\ m = \{110\}.$$

$$e = \{122\},\ o = \{111\},\ x = \{102\},\ B = \{010\}.$$

$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 80^\circ\ 10',\ ee = (122) : (\bar{1}22) = 44^\circ\ 23'.$$

Clivage *b*, *m*, *c*, imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 5 1/2; G = 4. Rouge. Trait gris. Lustre métallique-adamantin. Translucide. Biréfringence positive; $\beta = 2,53$, $\gamma - \alpha = 0,16$. Plan des axes (010) pour le bleu, (001) pour le rouge. Bissectrice aiguë normale à A. 2E = 30°. Uniaxe pour une couleur entre le jaune et le vert. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Tremadoc** (Nord du Pays de Galles).

L'**Anatase**, ou octaédrite, comme le rutile est tétragonale, mais les

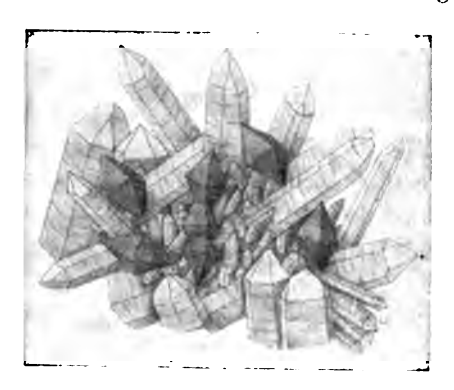


Fig. 488. — Anatase sur quartz, de l'Oisans. France.

angles ne sont pas ceux du rutile, et elle ne peut pas être rapportée aux mêmes axes. Le nom lui a été donné par Haüy du grec ἀνάτασις, érection, pour indiquer que l'axe c est plus long que celui du rutile. L'habitus commun est la bipyramide carrée simple de la figure 488. Un second habitus est celui plus aplati de la figure 489, dans lequel les faces, rapportées aux axes ci-dessus, ont les indices suivants; $v = \{117\}$, $i = \{116\}$, $z = \{113\}$, $p = \{111\}$, $e = \{101\}$. L'anatase a un lustre adamantin-métallique même supérieur à celui du rutile, et on ne la trouve qu'en cristaux isolés; ils sont souvent noirs.

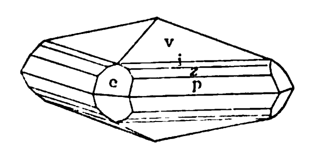


Fig. 489. — Anatase, v }117{, i }116{, z }113{, p }111{, e }101{.

La **Brookite** appartient au système orthorhombique; on ne la trouve

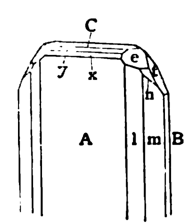


Fig. 490. — Brookite, A }100{, B }010{, C }001{, m }110{, l }210{, y }104{, x }102{, e }122{, t }021{, n }121{.

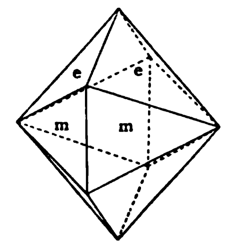


Fig. 491. — Brookite (Arkansite). e }122{, m }110{.

aussi presque seulement qu'en cristaux brillants avec le même lustre adamantin-métallique et elle se rencontre aussi en deux habitus distincts : 1° les minces cristaux tabulaires de la figure 490 (qu'on trouvait

antérieurement dans des cavités dans la diabase près de Tremadoc, nord du Pays de Galles) ; ils ont un large macro-pinacoïde A, strié verticalement, et ils sont terminés par des faces brillantes. 2° Les bipyramides à six côtés de la figure 491 ; ce sont une combinaison de }110{ et de }122{; on a trouvé de larges cristaux noirs de ce type dans la syénite éléolitique de Magnet-Cove, Arkansas et on les a appelés *arkansite*.

Les cristaux de Tremadoc, quand ils sont très minces, ont une couleur rouge brillante en lumière transmise; et comme ils sont transparents, ils se prêtent d'une manière excellente à montrer le croisement particulier des plans des axes optiques pour les différentes couleurs, décrit à la page 186. La bissectrice aiguë pour toutes les couleurs est perpendiculaire à A }100{, mais le plan des axes pour la lumière rouge est horizontal, tandis que celui pour la lumière bleue est vertical. Un pareil cristal de brookite étant placé sur le platine du microscope entre les nicols croisés, si on le regarde à travers un spectroscope, on verra une bande noire dans la partie verte du spectre correspondant à la lumière pour laquelle le minéral est uniaxe.

Il y a une légère différence dans le poids spécifique des trois modifications de TiO_2 rutile, 4,2 ; anatase, 3,9; brookite, 4,0. Ces trois modifications ont été produites artificiellement d'une manière semblable à celle qu'on a indiquée à la page 430 pour fabriquer la cassitérite : l'action de la vapeur d'eau sur le fluorure de titane; les trois modifications sont obtenues à des températures différentes. Le rutile paraît le plus stable des trois, car on a trouvé à Magnet-Cove des agrégats d'aiguilles de rutile sous forme de brookite, et au Brésil sous forme d'anatase.

Il est remarquable que partout où l'on trouve l'un de ces minéraux, il est accompagné par l'un ou les deux autres; par exemple la brookite se rencontre avec l'anatase à Tremadoc, et avec le rutile à Magnet-Cove. Ceci n'est pas du tout habituel pour les composés polymorphes.

Le seul autre bioxyde métallique qu'on rencontre fréquemment est la **pyrolusite**, MnO_2, minéral amorphe, noir tendre (D = 2), qui est exploité sur une large échelle comme minerai de manganèse ; il paraît être habituellement un résultat de la déshydratation de la manganite, et des cristaux, qui ont été regardés comme de la pyrolusite, sont probablement des pseudomorphoses de manganite; les cristaux vrais de MnO_2 ont été distingués plus haut sous le nom de polianite.

SECTION XI

LES BIOXYDES (*Suite*).

QUARTZ ET AUTRES VARIÉTÉS DE SILICE

Quartz. — Oxyde de silicium ; SiO_2 ; Si = 46,7, O = 53,3. Hexagonal; symétrie trigonale holoaxe. Forme commune, prisme hexagonal, terminé par R }100{, *z* }22$\bar{1}${.

$$a : c = 1 : 1{,}100.$$

$$R = \}100\{,\ z = \}22\bar{1}\{,\ m = \}2\bar{1}\bar{1}\{,\ s = \}41\bar{2}\{,\ x = \}4\bar{1}\bar{2}\{.$$

$$mR = (2\bar{1}\bar{1}) : (100) = 38^{\circ}\,13',\ Rz = (100) : (22\bar{1}) = 46^{\circ}\,16',$$

$$Rs = (100) : (41\bar{2}) = 28^{\circ}\,54'.$$

$$zs = (22\bar{1}) : (41\bar{2}) = 28^{\circ}\,54',\ sx = (41\bar{2}) : (4\bar{1}\bar{2}) = 35^{\circ}\,57'.$$

Mâclé sur l'axe [111] ou sur la face (10$\bar{1}$). Clivage R }100{ très imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 7, G = 2,65. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent ; $\omega = 1{,}544$. Biréfringence positive, faible ; $\varepsilon - \omega = 0{,}009$. Polarisation rotatoire forte; pour un millimètre d'épaisseur. ligne A, 13°; ligne D, 22° ; ligne G, 43°. Infusible au chalumeau. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Herkimer County** (New-York).

Le **Quarz** n'est pas seulement le plus commun, mais encore, à tous les points de vue, l'un des plus intéressants des minéraux. La beauté des cristaux vitreux transparents et leur forme géométrique régulière ont attiré l'attention dès les temps les plus anciens ; les anciens le connaissaient sous le nom de κφυσταλλος (glace) et supposaient que c'était effectivement de la glace. Comme on l'a mentionné à la page 12, il a fourni à Steno la matière pour ses observations sur la constance des angles dans les cristaux et il n'y a pas de minéral qui ait été postérieurement l'objet de plus d'études cristallographiques.

Il a été aussi employé dans un nombre incalculable de recherches sur des problèmes optiques, électriques magnétiques et autres. Quelques-unes de ses variétés, telles que l'améthyste, le caillou du Rhin et quartz rose ont toujours été prisées comme pierres ornementales. On le taille en gemmes, ornements, poids de balances, verres de lunettes.

prismes et lentilles ; on le fond et on l'étire en fils les plus fins et l'on s'en sert en place de fils de soie pour des expériences délicates de physique, en grains et en poudre ; c'est une poudre à polir de valeur, et on s'en sert pour la fabrication du verre et de la porcelaine.

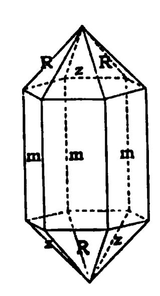


Fig. 492. — Quartz ; m }2̄11{. R }100{, z }21̄2{.

Le quartz est aussi le plus répandu des minéraux et il s'est formé dans les conditions les plus diverses par des actions ignées ou aqueuses ; c'est un constituant universel du granite et des autres roches acides d'origine ignée ; il pénètre dans toutes espèces de formations géologiques comme infiltration aqueuse, c'est le remplissage commun des gîtes et des filons ; sous forme de grains, il constitue presque toute la masse des sables et des grès, si largement distribués sur la surface de la terre.

Le nom de quartz est un mot allemand d'origine inconnue et qui est devenu d'un usage universel dans toutes les langues depuis le XVI[e] siècle.

La forme régulière et le poli de ce minéral sont décrits par Pline : « Quare seangulis nascatur lateribus non facile ratio inveniri potest ; eo magis quod neque mucronibus eadem species potest ; eo magis quod neque mucronibus eadem species est, et ita absolutus est laterum laevor, ut nulla id arte possit æquari. »

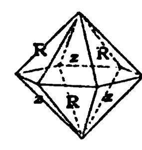


Fig. 493. — Quartz, R }100{. z }21̄2) :

Il n'existe pas d'exemple plus instructif des principes de la symétrie cristalline, à la fois géométrique et physique. Les cristaux ordinaires, quand ils sont doublement terminés, ressemblent à une combinaison du prisme hexagonal et d'une bipyramide simple (fig. 492) ; quelquefois (comme Alston Moor) la forme est une bipyramide simple (fig. 493). Le caractère trigonal de symétrie cependant se révèle dans beaucoup de cristaux, comme ceux qui sont communs dans les veines métallifères de Schemnitz (Hongrie), dans lesquels à chaque extrémité trois faces alternes de la pyramide sont plus larges que les trois autres (fig. 496, 501, 511), et qui montrent que la bipyramide hexagonale se compose de deux rhomboèdres, R }100{, et son inverse z }221̄{ ; quelquefois par exemple, comme au Brésil et en Hongrie, les cristaux sont terminés par le rhomboèdre R seulement, et dans quelques localités (par exemple, à Bristol, petits cristaux bruns englobant de l'argile), le minéral a été trouvé en rhomboèdres simples, R, qui ressemblent à

des cubes, l'angle du rhomboèdre (100) : (010) étant de 85° 46'. De plus, bien que le clivage soit dur à obtenir par fracture, un cristal de quartz, chauffé et plongé brusquement dans l'eau froide, s'éclate avec un clivage imparfait suivant le même rhomboèdre de 85° 46'. Le caractère trigonal étant ainsi établi, la symétrie holoaxe est mise clairement en évidence par des cristaux tels que celui de la figure 494, dans laquelle les faces *z* ne se trouvent que sur les sommets *alternes* et constituent le trapézoèdre trigonal de la figure 189. La même combinaison est représentée dans la figure 495, tournée autour de l'axe principal d'un

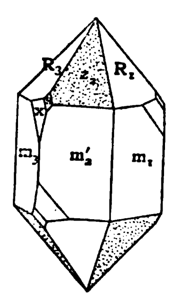


Fig. 494. — Quartz, *m* }$2\bar{1}\bar{1}${, R }100{, *z* }$2\bar{1}2${, *s* }$1\bar{2}4${, *x* }$\bar{1}\bar{2}4${.

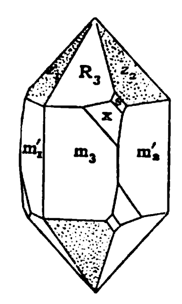


Fig. 495. — Quartz tourné à 60° de la position de la figure 494.

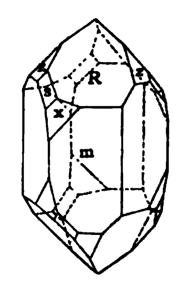


Fig. 496. — Quartz, cristal gauche d'habitus trigonal.

angle de 60° ou de 180°, de manière à l'amener dans la position adoptée dans leurs figures par la plupart des auteurs ; et la position de la figure 495 sera généralement gardée dans les figures du quartz. N'ayant ni plan ni centre de symétrie, les cristaux sont énantiomorphes. La figure 497 représente ce que par convention on appelle un cristal droit, et la figure 498 le cristal gauche correspondant ; les deux variétés sont à peu près aussi communes. On peut les distinguer de trois manières : 1° par la position de la face *x*, qui, dans un cristal droit, se trouve en dessous du sommet de droite de R ; 2° par la direction de la zone *z s x m*, qui, dans un cristal droit, suit la direction du filet d'une vis tournant à droite, aux deux extrémités du cristal (fig. 495) ; et 3° par la direction des stries sur *s*, qui sont parallèles à l'arête *s*R, et par suite suivent la direction de la zone *z s x* (comme dans le cristal gauche, fig. 501). Au moyen de ces stries il est facile de déterminer le caractère droit ou gauche d'un cristal quelconque sur lequel *s* existe, quand bien même *x* est absent et que R et *z* ne puissent pas se distinguer. En raison de sa forme, la face *s* est souvent appelée la *face du rhombe*, qui se trouve dans les zones R*m* et *zm* ; elle appartient à une pyramide trigonale. Les faces, telles que *x*, qui appartiennent à un trapézoèdre trigonal;

sont souvent appelées les faces *plagièdres* ou *trapézoédrales*. Les stries sur *s* servent à distinguer les formes R et *z*, puisqu'elles sont toujours parallèles à l'arête *s*R; ces formes diffèrent souvent aussi comme caractères superficiels, R étant brillant et *z* terne; R est aussi marqué de petits triangles courbes, comme dans les figures 501, 502, 503. Lorsque

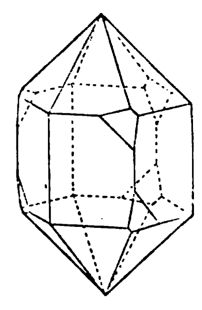


Fig. 497. — Quartz, cristal droit.

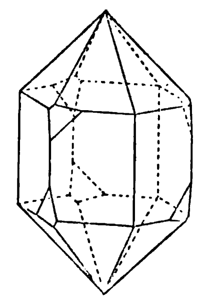


Fig. 498. — Quartz, cristal gauche.

d'autres rhomboèdres plus aigus sont présents, ceux qui sont en dessous de R ont des faces brillantes, bien que souvent arrondies; celles en dessous de *s* sont striées horizontalement ou ternes (M, *e* dans la figure 507).

D'après ce qu'on vient de dire, il pourrait sembler que les faces trapézoédrales se trouvent nécessairement au-dessous de R; on les trouve

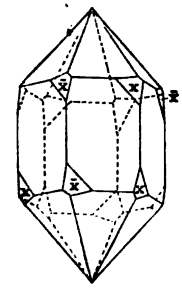


Fig. 499. — Quartz, droit, mâclé sur l'axe [111].

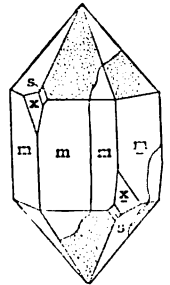


Fig. 500. — Quartz, gauche, mâclé sur l'axe [111].

quelquefois au-dessous de *z*. Les faces trapézoédrales *positives*, situées en dessous de R, sont plus fréquentes que les faces trapézoédrales *négatives*, qui sont situées en dessous de *z*. Les cristaux droits révèlent des trapézoèdres positifs sous le sommet droit de R, et des trapézoèdres négatifs sous le sommet gauche de *z*. Dans les cristaux gauches, les trapézoèdres positifs sont sous le sommet gauche de R, les négatifs sous le sommet droit de *z*. Les deux sortes de cristaux sont, par le fait et à tous les égards, des réflexions les uns des autres,

et les faces trapézoédrales dans chacun d'eux sont groupées autour de *s*. Des faces complémentaires droites et gauches auraient les positions de *xx* dans la figure 503 ; mais quand de pareilles faces se ren-

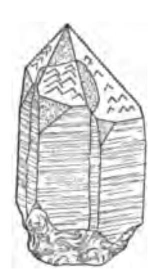


Fig. 501. — Quartz droit mâclé sur l'axe [111].

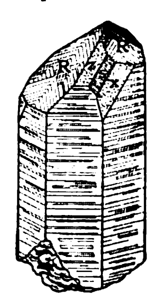


Fig. 502. — Quartz droit mâclé sur l'axe [111].

contrent sur le même cristal, on trouve invarialement qu'il n'est pas un cristal unique, mais mâclé par interpénétration.

Les mâcles du quartz peuvent être déchiffrées au moyen des faces *sx*, et l'on trouve qu'elles sont extraordinairement variées.

1° *Axe de mâcle* [111] parallèle à l'arête du prisme ; mâcle interpénétrante. Le cristal droit de la figure 495 étant tourné de 180° autour de la verticale, l'axe [111] est amené dans la position de la figure 494. Deux pareils cristaux, en s'interpénétrant complètement, donnent la figure 499, dans laquelle la mâcle se révèle par l'apparence de *x* (et de *s*) sur les sommets *adjacents*. Dans la figure 499, les arêtes et sommets qui sont développés sont ceux qui portent les faces *x* d'un individu et *x* de l'autre ; si elles avaient été ces arêtes des figures 494 et 495 d'où *x* est absent, le cristal ressemblerait à la figure 492. Néanmoins, même dans ce cas, la mâcle peut se reconnaître par le fait que R d'un cristal coïncide avec *z* de l'autre ; pour cette raison, une face de pyramide peut se composer de parties brillantes appartenant à R d'un individu, alternant avec des parties ternes appartenant à *z* de l'autre individu. On peut alors tracer un dessin curieux sur les terminaisons pyramidales, qui marquent les limites des deux cristaux entrelacés, comme le montre la figure 500. Ces derniers peuvent s'interpénétrer d'une manière tout à fait irrégulière ; ou le cristal peut même être un individu qui ne contienne qu'un petit coin d'un second individu mâclé avec lui. La présence de la face *s* ou *x* sur deux sommets adjacents quelconques

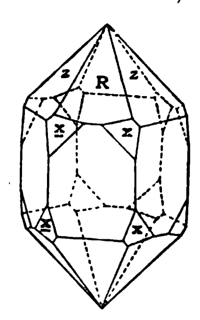


Fig. 503. — Quartz ; mâcle alternante sur l'axe [111].

suffit pour déceler la mâcle. Deux cristaux *gauches* peuvent être mâclés ensemble, suivant cette loi et donnent naissance à des mâcles semblables (fig. 502); dans celles-ci les striations sur *s* sont de la sorte indiquée dans la figure 501. Dans la figure 502, les faces R peuvent se reconnaître à leurs marques triangulaires et les faces *z*, à ce qu'elles sont ternes.

2° *Axe de mâcle alternante* [111] parallèle à l'arête du prisme; interpénétration. Supposons que le cristal de la figure 497 soit uni, non plus avec le cristal droit de la figure 494, mais avec le cristal gauche de la figure 498, qui peut en provenir par un demi-tour autour de l'axe vertical, suivi d'une réflexion par rapport au plan horizontal. On obtient alors une interpénétration d'un cristal droit avec un cristal gauche (fig. 503) telles que les faces R des deux individus coïncident. Le cristal dans son ensemble est maintenant symétrique par rapport aux plans verticaux passant par les centres de ses faces, c'est-à-dire aux faces du prisme }$10\bar{1}${, qui tronquerait les arêtes du prisme *m*. Par suite on décrit habituellement cette loi comme une mâcle par rapport à }$10\bar{1}${. Comme dans la première loi, l'interpénétration peut être tout à fait irrégulière, mais la mâcle sera révélée par le développement de faces droites *x*, ou de faces *s* avec stries dirigées à gauche sur quelques-uns des sommets, ou de faces gauches sur les autres. En raison de sa présence fréquente dans les cristaux du Brésil, on l'appelle quelquefois la *loi du Brésil*. Il n'y a pas ici de mosaïque des faces R et *z*, comme dans la figure 500. La juxtaposition suivant cette loi est montrée dans la figure 237.

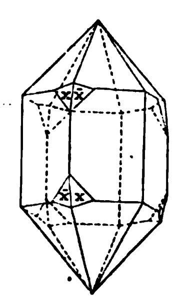
3° *Plan de mâcle* (111) perpendiculaire à l'arête du prisme ; interpénétration où se trouvent quelquefois, bien que rarement, des cristaux qui ressemblent aux derniers en contenant à la fois du quartz droit et gauche, et dans lesquels les deux faces *x* ne se rencontrent plus sur des sommets adjacents, comme dans la figure 503, mais sur le même sommet, comme dans la figure 504. Cette figure représente une interpénétration de la figure 497 avec la figure 498, après que cette dernière a été tournée de 180° autour de l'axe principal; le même résultat s'obtient en réfléchissant la figure 497 sur un plan horizontal et la loi peut, par suite, être décrite comme un mâcle par rapport au plan (111).

Un très grand nombre de cristaux de quartz, examinés soigneusement, fournissent la preuve de mâcles suivant l'une ou l'autre des lois ci-dessus; si le cristal se compose entièrement de matière droite ou gauche, la mâcle existe autour d'un axe seul (loi 1); s'il se compose à la fois de quartz droit et gauche, la mâcle ne peut s'exprimer qu'en

invoquant une réflexion par rapport à un plan et elle est généralement un cas de la loi 2.

4° *Plan de mâcle* ξ $(52\bar{1})$; mâcle de juxtaposition. La projection, (fig. 513), donne la position des faces communes d'un cristal droit. Une forme très rare, ξ $\{52\bar{1}\}$, indiquée là comme tronquant l'arête de la pyramide Rz, est introduite à cause de son importance comme plan de mâcle. Les mâcles considérées plus haut sont interpénétrantes et ont leurs axes principaux coïncidants ; la mâcle suivant ξ fait que les deux cristaux s'unissent avec leurs axes principaux presque à angle droit l'un sur l'autre.

Ici (fig. 505), les deux individus ont une arête Rz parallèle et leurs





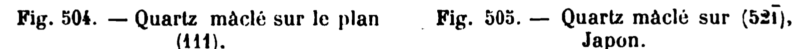


Fig. 504. — Quartz mâclé sur le plan (111).

Fig. 505. — Quartz mâclé sur $(52\bar{1})$, Japon.

axes principaux sont inclinés de 84° 33′. On en a trouvé dernièrement un très grand nombre au Japon ; on n'en connaissait précédemment qu'un très petit nombre d'exemples provenant d'une carrière près du Bourg-d'Oisans. Dans les deux localités, les cristaux sont invariablement aplatis dans le plan qui contient les axes principaux et ils se coupent suivant une ligne en zigzag. Il y a eu quelque discussion sur la question de savoir si la mâcle est une réflexion par rapport au plan ξ, auquel cas un individu doit être un quartz droit et l'autre un quartz gauche, ou si c'est une hémitropie par rapport à l'arête Rz ou autour de la normale ξ, auquel cas les deux individus sont de la même espèce. On trouve généralement que chaque individu est mâclé suivant la loi du Brésil, de sorte que la distinction ne peut pas être établie. La figure 506 provient d'une photographie d'un magnifique échantillon du Bourg-d'Oisans, actuellement au British Museum.

Les figures 501 et 502 représentent les sortes de faces qu'on trouve sur le quartz avec leurs marques naturelles. Dans quelques localités prédominent des formes remarquables avec des indices très élevés, par

exemple à Alexander County, Caroline du Nord (fig. 507). Quelques-unes de ces faces, bien que brillantes et unies, peuvent être des plans de corrosion, car les cristaux montrent des signes considérables de corrosion. C'est dans des localités de ce genre que l'on trouve comme



Fig. 506. — Quartz mâclé suivant $(52\bar{1})$, Dauphine (British Museum).

grande rareté, que le plan basal (111) est occasionnellement une surface rugueuse; il est inconnu ailleurs dans ce minéral et ne s'est probablement développé que comme plan de préérosion.

La figure 507, mâclée suivant la loi 1, montre la différence entre les rhomboèdres directe et inverse en dessous de R et z respectivement. Dans cette figure, $z = \{2\bar{1}2\}$, $s = \{4\bar{2}1\}$, $u = \{8\bar{4}\bar{1}\}$, $y = \{10.\bar{5}.\bar{2}\}$, $x = \{4\bar{2}\bar{1}\}$, $M = \{4\bar{3}4\}$, $e = \{2\bar{3}2\}$, $W = \{16.\overline{14}.7\}$ et les faces ternes adjacentes à M et e sont les formes qui leur sont inverses, à savoir $\{7\bar{2}\bar{2}\}$ et $\{11.\bar{4}.\bar{4}\}$.

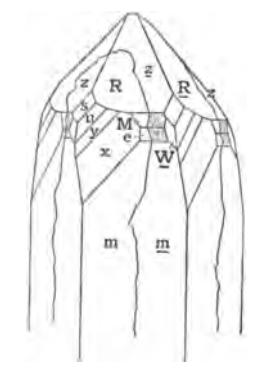


Fig. 507. — Quartz de la Caroline du Nord.

Les cristaux difformes de quartz (voy. la fig. 9, p. 11) sont communs et quelquefois embarrassants, mais ils peuvent toujours être déchiffrés au moyen des stries horizontales sur les faces du prisme m, qui manquent rarement.

Le quartz droit et gauche est aussi droit et gauche dans le sens optique, si l'on examine une source de lumière polarisée le long de l'axe principal d'un cristal; comme dans la figure 497, le plan de polarisation est tourné à droite; dans un cristal de la figure 498, il l'est à gauche. Parmi les minéraux le

quartz peut être identifié par sa figure d'interférence caractéristique (p. 193, fig. 343). Quand du quartz droit et du quartz gauche se recouvrent, on voit les spirales d'Airy. Une coupe basale d'un cristal mâclé suivant la loi 2 ou la loi 3 montre généralement dans quelques-unes de ses parties une teinte que la rotation du polariseur démontre appartenir à du quartz droit ; dans d'autres parties la même teinte appartient à du quartz gauche, et dans d'autres parties à des spirales d'Airy. L'arrangement de la matière droite et gauche se fait quelquefois suivant des secteurs triangulaires réguliers, dont les bases sont les côtés de la section hexagonale. Tout naturellement, si la coupe est extrêmement mince,

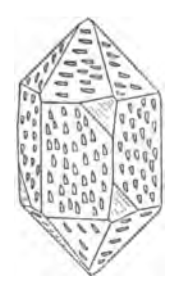


Fig. 508. — Quartz, droit corrodé à l'acide HF.

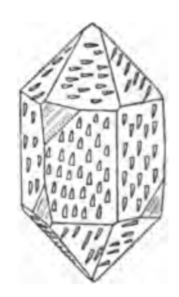


Fig. 509. — Quartz, gauche, corrodé à l'acide HF.

comme dans les préparations microscopiques de roches, ces effets pourront n'être pas visibles et la figure paraîtra être normale.

Les propriétés électriques indiquent la symétrie holoaxe de la manière la plus frappante ; l'axe principal n'est pas polaire, mais les trois axes horizontaux de symétrie diagonale (qui émergeraient au travers des arêtes du prisme dans les figures 494 et 495) sont polaires, et par suite aussi des axes de polarité pyro-électrique. Une extrémité de chacun de ces axes émerge à travers une arête du prisme qui porte les faces *sx* ; l'autre extrémité à travers ces arêtes du prisme pour lesquelles ces faces sont absentes. Quand un cristal est traité par la méthode de Kundt (p. 136) durant le refroidissement les premières arêtes deviennentél ectrifiées négativement et les dernières positivement ; de même une section basale, — une simple plaque hexagonale, — attirera le minium rouge aux trois sommets alternes de l'hexagone et le soufre jaune aux trois autres sommets.

La corrosion, naturelle et artificielle, est également caractéristique. La figure 508 représente un quartz droit et la figure 509 un quartz gauche, corrodés à l'acide fluorhydrique ; l'une des figures est une réflexion complète de l'autre. Les mâcles suivant les lois 1 et 2 sont

indiquées à la fois par des expériences pyro-électriques, et, dans la corrosion, par des parties semblables du cristal qui occupent des propositions adjacentes, au lieu de positions alternes (voy. les fig. 499, 503, 504).

Il existe à peine un trait important des cristaux qui ne soit pas repré-





Fig. 510. — Quartz encapuchonné.



Fig. 510 *a*. — Capuchon de la figure 510.

senté dans le quartz. La manière suivant laquelle un cristal croît en couches parallèles est mise en évidence par ce qu'on appelle le ***quartz encapuchonné*** dans lequel une enveloppe peut être séparée de la suivante (fig. 510) ; ici le noyau intérieur a été revêtu d'un fin dépôt d'argile, de mica ou autre minéral qui a empêché la couche suivante d'adhérer sur la précédente. Le *quartz spectral* (fig. 511) est un cristal transparent, dans lequel un dépôt de ce genre rend le noyau visible en dedans, bien que l'enveloppe postérieure ne puisse pas se séparer.



Fig. 511. — Quartz spectral du Brésil.

Un remarquable exemple de courbure des faces de cristaux nous est fourni par le *quartz tordu*. Quelquefois il paraît se composer d'un cristal unique enroulé, mais à un examen plus attentif on trouve qu'il se compose d'un grand nombre d'individus, chacun étant tordu d'un petit angle par rapport à la position de son voisin ; leur arrangement a réellement le caractère d'une spirale. Ceci doit être intimement lié à la symétrie, car l'enroulement de la spirale est à droite dans les cas du quartz droit et à gauche dans le quartz gauche. Tschemak les regarde comme des formations mâclées dans lesquelles les axes de mâcle sont perpendiculaires aux faces voisines et non à la base, de sorte que

deux individus successifs sont presque coïncidents. Semblablement, dans les mâcles d'interpénétration décrites plus haut (lois 1, 2 et 3) les individus quelquefois ne sont pas tout à fait coïncidents, et la mâcle peut avoir aussi un caractère de *vicinalité*. C'est ainsi qu'il y a quelquefois

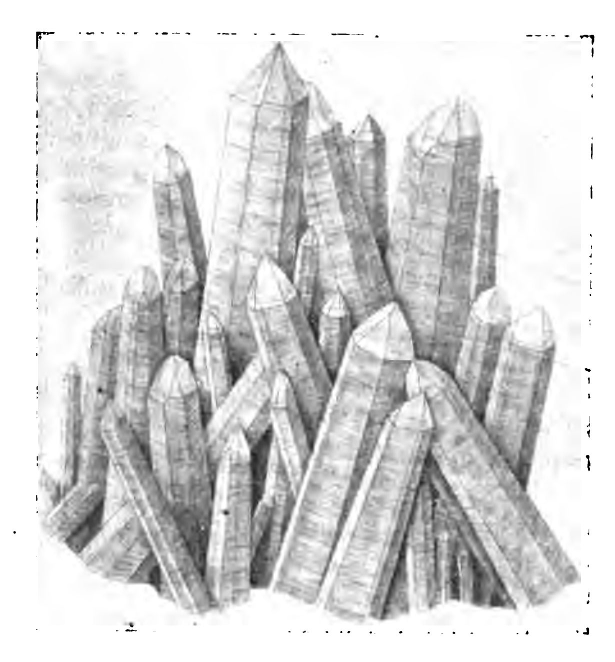


Fig. 512. — Quartz, groupe de Cornouailles (British Museum).

une inégalité de surfaces sur les faces pyramidales des cristaux mâclés et particulièrement une structure mâclée en bas des faces du prisme, comme le montrent les figures 500, 502, 507.

Les interpénétrations de quartz droit et gauche se brisent généralement avec une surface onduleuse, connue sous le nom de *fracture en rides*, qui peut être due à ce même mode de mâcle.

Le quartz, ayant un indice de réfraction très voisin de celui du baume, est presque invisible dans les coupes minces de roches en lumière ordinaire ; entre les nicols croisés, et dans des coupes d'épaisseur moyenne, il donne les couleurs du premier ordre.

Cristal de roche (allemand, bergkrystall ; anglais, rock cristal). — C'est le quartz vitreux incolore, dont les meilleurs exemples se trouvent tapissant des cavités dans les schistes cristallins, comme au Saint-Gothard, au Bourg-d'Oisans, dans le marbre, comme aux carrières de Carrare, ou dans le grès, comme à Herkimer County, New-York. On a

trouvé d'énormes cristaux au Brésil, à Madagascar et au Japon (ils ont servi à tourner les sphères de cristal bien connues). Les cristaux doublement terminés se rencontrent principalement dans des matières tendres comme des argiles ou des marnes. Les cristaux brillants de quartz sont généralement connus localement sous le nom de *diamants*, par exemple les diamants de Bristol, Wicklow ou du Lac George.

Le cristal de roche renferme souvent des inclusions; les *flèches d'amour*, cheveux de rutile inclus, ont été mentionnées à la page 432; l'actinote fibreuse ou l'asbeste est commune dans les cristaux de Cornouailles. Des cavités (qui souvent ont la forme exacte du quartz et sont appelés *cristaux négatifs*) contiennent quelquefois du liquide, eau ou CO_2 liquide, et il n'est pas rare qu'elles renferment une bulle mobile. Le quartz du Herkimer County englobe de l'anthracite. Le *quartz aventurine* a un éclat dû à des paillettes de mica ou d'hématite qu'il renferme.

On connaît beaucoup de variétés colorées de quartz.

L'*améthyste* est du quartz violet, dont la couleur a été attribuée au manganèse, mais qui passe habituellement au jaune quand on la chauffe. L'améthyste est invariablement composée de quartz droit et gauche, se brise avec une fracture onduleuse et montre les spirales d'Airy. En conséquence beaucoup d'auteurs employent ce nom pour désigner du quartz ayant cette structure, quelle que soit sa couleur.

Les belles masses employées pour objets d'ornement se trouvent tapissant des géodes et des veines au Brésil, ou comme galets à Ceylan. L'améthyste de Mursinka, dans l'Oural, contient généralement du CO_2 liquide, avec des bulles de gaz mobiles.

Le *quartz enfumé* comprend les cristaux jaunâtres, brunâtres et noirs, dont on a trouvé de superbes échantillons dans les Alpes. Une partie du quartz tapissant des cavités dans le granite est la variété noire connue sous le nom de *morion;* par exemple, dans le granite de Mursinka, et des Mourne Mountains en Irlande. Quand elles sont taillées comme gemmes, les variétés brunes et jaunes sont connues sous le nom de *cairngorm*, du nom de la localité du Banffshire, Écosse, où l'on en trouve de beaux échantillons.

Le *quartz jaune*, de couleur topaze, est connu sous le nom de *citrine*.

Le *quartz laiteux* est blanc et presque opaque, il est très commun parmi les cristaux qui tapissent les parois des filons.

Le *quartz rose*, matière rose pâle employée pour ornements, peut devoir sa couleur au titane ou au manganèse ; les belles masses qu'on trouve dans le granite à Rabenstein, en Bavière, sont certainement associées avec le minerai de manganèse. On en apporte aussi de beaux

morceaux de Finlande. Le quartz rose est pour la plupart massif.

L'*œil de chat* vrai est une variété de chrysobéryl, mais on connaît sous le même nom un quartz opalescent, qui, taillé *en cabochon*, réflète la bande particulière de lumière qui est caractéristique pour le premier minéral. Cet effet est causé par une structure fibreuse et doit être dû à des fibres soyeuses d'asbeste ou à du quartz qui les remplace. La belle *crocidolite* dorée du Griqualand, dans l'Afrique du Sud, se compose largement de quartz remplaçant une asbeste fibreuse.

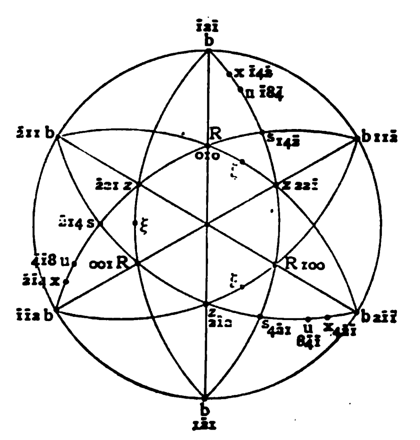


Fig. 513. — Quartz ; projection des formes communes ; gauche
$b = m$ des figures précédentes.

Eu égard à l'énorme diffusion des solutions siliceuses, on trouve le quartz remplaçant (en pseudomorphoses) beaucoup de minéraux ; mais en raison de sa propre résistance aux dissolvants, il n'est que rarement transformé en d'autres minéraux. Aussi les pseudomorphoses de quartz en stéatite, trouvées à Göpfergrün, en Bavière, sont-elles remarquables ; ce sont des cristaux parfaits complètement transformés en stéatite et trouvés dans une bande de ce minéral à la jonction du granite avec les schistes cristallins ; leur production est difficile à expliquer.

Calcédoine. — Beaucoup de la silice qui se rencontre dans la nature, même beaucoup de celle qui accompagne le cristal de roche, est une substance amorphe en apparence, translucide, ayant un lustre cireux, un poids spécifique d'environ 2,6, une dureté égale à celle du quartz et une fracture inégale. Cette matière, la calcédoine, paraît s'être déposée de solutions aqueuses ; elle remplit des cavités dans les roches ignées décomposées, ou tapisse les géodes ou les filons ; elle a généralement une structure rubannée (fig. 514) et varie beaucoup en couleur ; du blanc, brun jaunâtre, brun foncé au bleu (voy. à agathe, p. 453)



Fig. 514. — Agathe de l'Uruguay (Bristish Museum).

Quand elle est libre de prendre une forme qui lui soit propre, elle est fréquemment concrétionnaire, mamillaire, botryoïdale ou stalactitique. Les échantillons les plus remarquables sont les stalactites fantastiques, arborescents, trouvés dans la mine de cuivre de Trevascus, près de Camborne, dans la Cornouaille. Partout où la silice a été emportée en solution de silicates décomposés, la calcédoine est apte à se déposer ; elle est fréquemment la matière des pseudomorphoses. Parmi les exemples frappants, on peut citer les pseudomorphoses en calcédoine blanche d'octaèdres de fluorine de Berralston dans le Devonshire, et celles en calcédoine bleu de smalt de cubes de fluorine de Tresztya en Transylvanie ; de larges cristaux de ce qui paraît être du quartz taché, trouvés autrefois dans la mine de fer de Haytor, dans le Devonshire, étaient appelés *hyadorite* et étaient supposés être un nouveau minéral ; on a établi qu'ils sont des pseudomorphoses de datolite en calcédoine.

Sous le microscope, on trouve que la calcadoine est cristalline et qu'elle se compose de fibres minuscules, biaxes et positives, avec extinction droite, et allongées suivant la bissectrice obtuse, c'est-à-dire dans la direction négative ; elles sont donc distinctes du quartz vrai et la calcadoine n'est pas, comme on le supposait précédemment, simplement un quartz massif et micro-cristallin.

On a accordé beaucoup d'attention aux caractères microscopiques de la silice massive, et l'on a distingué d'autres variétés. *Quartzine* est le nom donné à l'une d'elles, qui a ses fibres biaxes et positives, mais allongées suivant la bissectrice *aiguë ;* ceci peut être simplement un habitus différent de la calcédoine. La matière pseudomorphe bleue qu'on vient de mentionner paraît se composer en partie d'un minéral ayant un poids spécifique de 2,04 et un indice de réfraction de 1,446 ; elle est fibreuse et comme la quartzine, allongée suivant la direction positive. Elle a été appelée *lussatite,* du nom d'une localité du Puy-de-Dôme, où on la rencontre.

On a indiqué plus haut (p. 221) que la polarisation circulaire du quartz peut être imitée au moyen d'une spirale de plaques de mica biaxe ; on a suggéré que le cristal de roche peut réellement se composer d'un arrangement en spirale de plaques cristallines de calcédoine, qui soient trop fines pour être distinguées ; une pareille structure pourrait rendre compte à la fois de la symétrie trigonale et de la polarisation rotatoire du quartz. Quelques cristaux du quartz sont certainement biaxes en partie.

Tridymite. — Ce minéral, qu'on a trouvé en écailles et plaques hexa-

gonales incolores tapissant des cavités d'une andésite du Mexique, et subséquemment dans le trachyte des Siebengebirge et autres localités, est certainement différent du quartz. Il a un clivage basal; H = 7; G = 2, 29; indice de réfraction 1, 477. Son nom fait allusion à sa tendance à former des triplets comme dans la figure 515. Les plaques en apparence hexagonales sont aussi en réalité des mâcles pseudo-symétriques d'un minéral biaxe, probablement orthorhombique, qui devient uniaxe à une température de 130°. La tridymite est probablement identique avec une silice orthorhombique (?) remarquable appelée *asmanite*, qui a été trouvée par Maskelyne dans la pierre météorique de Breitenbach, le quartz lui-même étant tout à fait inconnu dans les météorites. La tridymite, à l'inverse du quartz, est soluble dans le carbonate de sodium; il est possible qu'elle soit isomorphe avec la brookite.

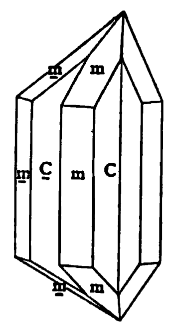


Fig. 515. — Tridymite ; C {0001}, *m* {10$\bar{1}$0}.

Opale. — Silice hydratée; $SiO_2 + nH_2O$. Amorphe. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 6; G = 2,1. Blanche. Trait blanc. Lustre vitreux ou résineux. Translucide; $\mu = 1,455$. Infusible, mais cède de l'eau. Soluble dans la potasse.

Comparer avec la description précédente l'opale blanche de la **Cornouailles**.

L'**Opale** ne présente pas de traces de cristallisation, mais se trouve seulement en bande et en couches, en masses botryoïdes et stalactitiques, remplissant des cavités, en pseudomorphoses d'autres minéraux ou remplaçant des organismes. Elle a été déposée dans bien des endroits, où les eaux siliceuses ont eu accès spécialement dans les roches ignées décomposées, et elle accompagne fréquemment le quartz et la calcédoine. La proportion d'eau qu'elle contient varie considérablement; le quantum ordinaire est de 5 à 10 p. 100; quelques variétés en contiennent jusqu'à 30 p. 100; d'autres sont pratiquement anhydres. On peut généralement la reconnaître à son lustre graisseux, et on peut l'identifier par sa faible densité et son indice de réfraction, comparés aux autres variétés de silice. A ces égards, la lussatite citée plus haut (p. 449) est la seule silice qui possède les mêmes propriétés que l'opale. Quand l'opale est taillée et polie suivant une surface plane, elle peut très commodément se distinguer du quartz au moyen du réflectomètre total.

La description qu'on vient de donner s'applique à l'opaque commune blanche, mais deux autres variétés méritent une attention particulière.

L'**Hyalite** est une opale parfaitement transparente, incolore et vitreuse, qu'on trouve habituellement en incrustations botryoïdes ou mamillaires ; elle contient une petite proportion d'eau. Les petites hémisphères détachées des groupes botryoïdes sont biréfringentes et donnent une croix noire sous le microscope en lumière parallèle ; mais cet effet est probablement dû à des tensions qui se sont produites quand la substance s'est solidifiée. On rencontre de bons échantillons d'hyalite dans des cavités et des amygdales du basalte de Waltsch en Bohême.

Opale précieuse est le nom donné aux variétés qui montrent un beau jeu de couleurs ; cette propriété en fait une des gemmes les plus estimées, malgré la dureté inférieure, le pouvoir réfringent bas et l'opacité de la pierre. Aucun autre minéral ne présente un jeu de couleurs aussi varié et aussi brillant. Les opales transparentes n'ont pas de beauté particulière; ce sont les variétés opaques et translucides qui donnent en lumière réfléchie les couleurs nacrées remarquables qui ont rendu l'opale fameuse. Ces couleurs sont des effets d'interférence dus à la présence de couches minces dans l'opale précieuse. Que ces couches soient de simples cavités (fentes remplies d'air) ou de fines interpositions d'opale dont l'indice de réfraction diffère légèrement de celui de la masse principale, c'est un fait qui n'est pas certain. La dernière explication est probablement celle qui est correcte ; mais dans tous les cas les couches ou fissures semblent résulter de la perte d'eau durant la solidification d'une matière semblable à une gelée, et la différence de l'indice de réfraction peut dépendre de la différence dans la proportion d'eau.

Quelquefois l'effet est celui de paillettes diversement colorées ; quelquefois toute l'opale d'une certaine localité présente une seule couleur prédominante. Trois localités fournissent des échantillons très typiques. Jusque dans les temps modernes, l'opale précieuse venait du voisinage de Czerwenitza, en Hongrie, où on la trouvait disséminée dans un trachyte altéré, et elle se compose de petites paillettes de diverses nuances de jaune, vert, bleu et rouge. Récemment le Queensland a produit une opale précieuse qui se rencontre en nodules et en morceaux en forme de tuyaux dans une limonite brune, jaspeuse ; les meilleures proviennent de la Rivière Barcoo ; elles ont en général une couleur bleue et verte prédominante. Pendant le siècle dernier on tirait de Zimapan, au Mexique, une variété quelque peu différente, appelée *opale de feu ;*

c'est une opale rouge flamboyante sans beaucoup de jeu de couleur, qui remplit des cavités dans un trachyte porphyritique.

D'autres noms employés pour des variétés d'opale sont l'*opale de bois*, qui est du bois converti en opale et conservant encore sa structure fibreuse caractéristique ; la *ménilite* ou opale en rognon, curieuses formes concrétionnaires d'une substance opaque, brun gris, trouvé dans le schiste à Ménilmontant près de Paris ; l'*opale siliceuse incrustante*, incrustations globulaires, botryoïdes ou en plaques déposées par des eaux siliceuses chaudes ; celle-ci est quelquefois fibreuse; stalactitique, poreuse et même poudreuse ; les variétés s'échelonnent depuis l'hyalite incolore et vitreuse jusqu'aux belles croûtes rouges, bleues et jaunes qui bordent les puits des geysers dans le Yellowstone-Park. L'opale incrustante des geysers d'Islande, de la Nouvelle-Zélande et du Yellowstone-Park est quelquefois désignée sous le nom de geysérite ; elle est fréquemment presque poudreuse.

On voit d'après ce qu'on a dit plus haut que toute la calcédoine et l'opale, et beaucoup du quartz, sont déposés dans les endroits où des solutions aqueuses ont imbibé des roches ignées en décomposition et ont emporté la silice en dissolution. Deux ou trois de ces minéraux se réunissent souvent dans la même masse et l'on a donné des quantités de noms spéciaux à la fois aux variétés colorées de chacun d'eux et à leurs mélanges.

Le *jaspe* est en réalité un mélange de quartz avec des hydrates rouges ou jaunes de fer ou avec de l'argile, disséminés en quantités assez considérables pour rendre le quartz opaque et crémeux ; les variétés les plus belles sont le rouge foncé apporté de Sibérie ou trouvé sous forme de galets dans la plaine d'Argos en Grèce ; et le jaune riche apporté de l'Inde et de Smyrne. Le *jaspe rubanné* de l'Oural se compose de bandes droites, parallèles, de matière brune rouge et vert de sauge.

Les principales variétés colorées de calcédoine sont la *cornaline* (allemand, carneol; anglais, carnelian) translucide, rouge avec un lustre cireux ; la *sardoïne* rouge brun avec une apparence plus cornée ; le *plasma*, calcédoine vert poireau ; la *chrysoprase*, variété vert pomme trouvée en Silésie ; le nom de *prase* appartient au *quartz* vert, dans lequel la couleur est généralement due à de la chlorite incluse; la couleur de la chrysoprèse est probablement due à du nickel. Le *jaspe sanguin* ou *héliotrove* est du plasma taché de jaspe rouge sang.

Agathe. — Ce nom embrasse les calcédoines rubannées et veinées; elles ont généralement été déposées couche par couche sur l'intérieur des amygdales et des cavités dans les roches ignées en décomposition. Les bandes suivent les contours irréguliers de la cavité; et quand on coupe transversalement le nodule d'agathe il présente une belle succession de lignes de différentes couleurs, onduleuses ou en zigzag (fig. 514); la matière a probablement été déposée par des solutions infiltrantes, qui (par endosmose), ont pénétré les premières couches déposées sur les parois de la cavité et ont formé des couches successives, l'une dans l'autre, jusqu'à ce que la cavité ait été remplie. Une ouverture, par laquelle le liquide a échappé, est quelquefois visible sur un des côtés du nodule. Quelquefois le centre de la géode est occupé par du quartz cristallisé : quelquefois c'est une cavité vide ou remplie d'eau. Les bandes successives se composent pour la majeure partie de calcédoine diversement colorée, de cornaline, jaspe, améthyste et cristal de roche, et elles peuvent être assez fines pour ne pouvoir être distinguées qu'au moyen du microscope. Suivant la forme qu'elles affectent, quelques agathes sont désignées sous les noms d'*agathe en ruine*, *agathe en fortification*, *agathe en œil;* et suivant leur matière, sous les noms de *agathe cornaline*, *agathe jaspée*.

L'*onyx* est une agathe dans laquelle les couches successives sont des bandes parallèles suffisamment plates pour les rendre propres à servir comme camées dont le sujet est taillé dans la matière (ordinairement blanche) d'une couche, sur la couche suivante comme fond. Quelquefois. et particulièrement dans les agathes de l'Amérique du Sud, un nodule se compose d'agathe curvilaminaire dans sa partie supérieure, tandis que la moitié inférieure, où la solution a pu se trouver en couches horizontales, se compose d'onyx rubanné horizontalement. L'onyx qui contient des bandes rouges de cornaline ou de sardoine est connu sous le nom de sardonyx.

L'*agathe mousseuse* (fig. 400) est de la calcédoine remplie d'inclusions de chlorite, d'oxyde de manganèse et d'autres minéraux.

Le *flint*, silex pyromaque, contient des spicules d'éponge et est d'origine organique; il contient souvent du quartz cristallisé dans les cavités. *Cornéenne* et *chert* sont des noms donnés à des variétés compactes de calcédoine ; le dernier est généralement aussi d'origine organique.

Les plus belles agathes se trouvaient antérieurement comme amygdales dans le mélaphyre, dans le voisinage d'Oberstein dans le Nahe, où les grandes usines de taille d'agathe existent depuis quatre cents ans ;

mais les plus beaux échantillons proviennent maintenant de Rio Grande do Sol et de l'Uruguay, dans l'Amérique du Sud, où elles se rencontrent dans des conditions semblables avec du quartz, de la citrine, de l'améthyste et de la cornaline. La figure 514 représente une coupe d'une de ces amygdales ; la couleur prédominante de ces agates sud-américaines est habituellement le pourpre gris pâle. On trouve aussi de belles agates dans le basalte et comme galets dans la baie de Montrose dans le Forfarshire. Les agathes jaspées brun de chocolat, qu'on trouve près du Caire en Égypte, sont très particulières.

SECTION XII

LES ALUMINATES, ETC.

GROUPE DU SPINELLE

Spinelle. — Aluminate de magnésium; $MgAl_2O_4$; $MgO = 28,2$; $Al_2O_3 = 71,8$. Cubique holosymétrique. Forme commune, octaèdre. Mâclé sur $(11\bar{1})$. Clivage }111{ imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 8 ; G = 3,5. Rouge. Trait blanc. Lustre vitreux. Réfraction élevée; $\mu = 1,715$. Infusible. Soluble avec difficulté dans l'acide sulfurique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Ceylan**.

Le **spinelle** dans les variétés rouges trouvées dans l'Est (Burma, Ceylan) était estimé comme une sorte de rubis des premiers temps; il a été généralement connu des joailliers sous le nom de *rubis balai* et les deux minéraux n'étaient pas distingués jusqu'au temps de Romé de l'Isle (1783).

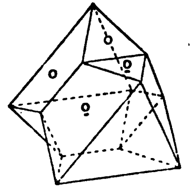


Fig. 516. — Spinelle, mâclé sur $(11\bar{1})$.

Bien que les deux minéraux appartiennent à des systèmes différents, un rubis qui est une combinaison de }111{ et }100{ peut être facilement confondu avec un octaèdre aplati de spinelle. Ce dernier se distingue par l'absence de clivage bien défini, et des stries triangulaires qui marquent le pinacoïde basal du rubis, aussi bien que par sa dureté et sa densité inférieures. Les petits cristaux trouvés dans les sables gemmifères de Ceylan sont habituellement des octaèdres simples, qui ont quelquefois leurs arêtes tronquées par le dodécaèdre. Les *mâcles du spinelle* typiques (fig. 516), avec plan de mâcle (111), sont très communes.

Les arêtes arrondies du spinelle ne sont pas simplement dues au roulement dans les sables et les graviers; car même quand on le trouve dans le calcaire dont il a été enlevé par délayage, il a souvent ses arêtes arrondies ; les faces du cristal ont souvent aussi une apparence platiforme corrodée et ceci caractérise d'autres minéraux (pyroxène, idocrase, etc.) qu'on trouve dans du calcaire semblable. Un spinelle

bleu, trouvé dans du calcaire à Aker en Suède, montre une corrosion marquée et cette variété est de plus particulière en ce qu'elle a l'habitus *cubique*.

Le spinelle est l'un des quelques minéraux qui ne montre pas de biréfringence; son caractère isotrope et l'absence de pléochroïsme aussi servent à distinguer les cristaux transparents et les pierres à facettes du spinelle du rubis.

Le *spinelle précieux*, c'est-à-dire les cristaux convenables pour gemmes, existent en trois couleurs : rubis spinelle, le rouge ; spinelle almandin, le violet; rubicelle, le rouge orangé. Les analyses du spinelle rouge montrent le fer remplaçant le magnésium et des traces de chrome auxquelles la couleur est sans doute due.

Les cristaux de spinelle pur, obtenus artificiellement par l'action du chlorure d'aluminium et de la vapeur sur du magnésium au rouge, ou les cristaux minuscules trouvés dans les laitiers basiques de fer, sont absolument incolores.

Localité remarquable :

Vésuve. — Les octaèdres noirs brillants de spinelle ferro-magnésien (pléonaste), avec arêtes tronquées par le dodécaèdre, se rencontrent avec de l'augite vert pâle et de l'idocrase dans les blocs vomis par le Monte Somma.

Magnétite. — Ferrate de fer; $Fe''Fe'''_2O_4$; $Fe_2O_3 = 69$. Cubique ; holosymétrique. Forme commune, octaèdres et dodécaèdres. Mâclée sur (111). Séparation }111{. Cassante. Fracture inégale. D = 6 ; G = 5,2. Noire. Trait noir. Lustre métallique. Opaque. Magnétique et quelquefois polaire. Fusible avec difficulté. Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Nordmaken** (Norvège).

La **magnétite**, fer oxydulé (allemand, magneteisen) est un minéral qui a été connu dès le temps très ancien en raison de sa remarquable propriété magnétique. *Quid enim mirabilius ? Aut qua in parte Nauræ major improbitas ? Quid lapidis rigore pigrius ? Ecce sensus manusque tribuit illi* (Pline). Pline rapporte aussi un conte de sa découverte par le berger Magnes, dont les clous de souliers et le bâton étaient attirés par le mont Ida ; mais le nom dérive réellement de Magnesia, localité où on l'a trouvé.

L'importance moderne du minéral vient de ce qu'il est un des mine-

rais de fer ayant le plus de valeur ; il est exploité sur une échelle énorme en Scandinavie.

On trouve de beaux et grands octaèdres isolés de magnétite dans les schistes chloriteux et talqueux des Alpes.

A Nordmarken, en Norvège, des dodécaèdres brillants, ou des combinaisons de }110{ et }111{ d'habitus dodécaédral (fig. 517), se rencontrent dans les schistes cristallins. Les stries des faces du dodécaèdre sont très caractéristiques ; elles sont parallèles aux plus longues diagonales et sont dues à une structure aplatie parallèle à l'octaèdre. La

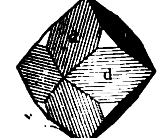


Fig. 517. — Magnétite ; }110{, }111{.



Fig. 518. — Magnétite de Nordmarken (Norvège).

mâcle du spinelle (fig. 516) est commune, et conduit à des lamelles mâclées, qui sont probablement la cause de la structure en plaque et de la séparation octaédrale. On a décrit des cristaux riches en combinaisons de formes, mais ils sont rares. Ordinairement la magnétite est massive ou granulaire, comme, par exemple, aux mines de fer scandinaves, Taberg, Arendal, etc. Les plus grandes masses de *lodestone* (pierre de gîte) ont été trouvées dans les montagnes de l'Oural et de l'Altaï ; des morceaux de magnétite présentent quelquefois un pôle nord et un pôle sud. L'émeri ordinaire contient beaucoup de magnétite.

Comme minéral pesant, pas enclin à l'altération, la magnétite est l'une des substances qui se séparent mécaniquement dans les dépôts alluviaux, et on la trouve quelquefois sous forme de sable magnétique. La magnétite et l'hématite se rencontrent toutes les deux comme dépôts denritiques excessivement fins dans les lames de clivage du mica, où elles peuvent être suffisamment minces pour être translucides.

Quelle que soit la forme sous laquelle il se présente, le minéral peut

toujours être identifié par son magnétisme ; le seul autre minéral qui possède cette propriété au même degré est le platine ferrifère. Dans un cristal de magnétite, la position des pôles magnétiques n'a pas de relation particulière avec la forme du cristal.

Quelques localités remarquables :

Arendal (Norvège). — On trouve de larges lits de magnétite dans les gneiss, les schistes cristallins et le calcaire ; la magnétite est habituellement granulaire et accompagnée de pyroxène, amphibole, grenat et calcite. Les cavités de la roche sont quelquefois tapissées de cristaux dodécaédraux brillants de magnétite (fig. 518).

Zillerthall (Tyrol). — De grands octaèdres parfaitement formés sur tous leurs côtés se rencontrent dans un schiste chloriteux compact ; beaucoup de ceux-ci sont des mâcles du spinelle. Des cristaux minuscules dans un calcaire feuilleté sont associés avec ce gisement.

Les membres de ce groupe sont tous conformés au type $R''R'''_2O_4$, et peuvent être regardés comme des aluminates et ferrates cubiques de métaux divalents, en même temps que les composés correspondants du chrome. Les principaux minéraux du groupe sont :

Spinelle	$MgAl_2O_4$
Gahnite	$ZnAl_2O_4$
Magnétite	$FeFe_2O_4$
Franklinite	(Zn, Mn) Fe_2O_4
Chromite	$FeCr_2O_4$

On les trouve tous bien cristallisés et généralement avec l'habitus octaédral. Il faut leur ajouter un minéral rare, la **magnésito-ferrite**, $MgFe_2O_4$, trouvé comme produit de sublimation, avec l'hématite, dans les fumeroles du mont Vésuve, et un minéral noir, la **jacobsite**, $MnFe_2O_4$, trouvé en petits octaèdres dans la calcite aux mines de manganèse de Jakobsberg, en Suède.

Le remplacement mutuel de Mg, Fe, Zn, Mn parmi les métaux divalents et de Fe, Mn, Cr, Al, parmi les trivalents est commun et indiqué non seulement par les mélanges isomorphes que ce groupe contient, mais par toute une série de minéraux indépendants. Ainsi parmi les aluminates, ou spinelles proprement dits, on peut distinguer :

Spinelle magnésien, ou **rubis spinelle**	$MgAl_2O_4$
Spinelle ferro-magnésien ou **pléonaste**	$(Mg,Fe)Al_2O_4$
Spinelle chromique ou **picotite**	$(Mg,Fe)(Al,Fe,Cr)_2O_4$
Spinelle ferreux ou **hercynite**	$FeAl_2O_4$
Spinelle zincite ou **gahnite**	$ZnAl_2O_4$

La gahnite contient du fer, qui remplace à la fois le zinc et l'aluminium ; et d'autres mélanges pareils sont communs. Même la couleur du rubis spinelle est due à un intermélange d'une petite proportion du composé chromé, comme le montre l'analyse suivante typique d'un cristal de Ceylan.

Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	SiO_2
69,01	1,10	0,61	25,21	2,02

La plupart des spinelles sont des composés stables et se rencontrent en bons cristaux : le pléonaste (ou ceylanite) comme octaèdres verts ou noirs de poids spécifique plus élevé que le spinelle, principalement comme constituant de gneiss et de roches métamorphiques grenatifères ; la picotite généralement en grains noirs pesants (D = 4) dans des roches à olivine (lherzolite, etc.) et dans la serpentine, quelquefois comme inclusions minuscules dans l'olivine ; l'hercynite comme éclats magnétiques noirs dans les granulites saxonnes ; la gahnite se rencontre en octaèdres verdâtres ou noirs avec un lustre quelque peu graisseux dans un talcschiste à Fahlun, où il avait originalement reçu le nom d'*automolite* (déserteur) en raison des circonstances peu ordinaires où il se trouve ici comme minéral zincique ; aussi dans les mines de zinc de New-Jersey.

Parmi les autres membres du groupe du spinelle, la **franklinite** est quelque peu alliée comme composition à la gahnite ; c'est un minéral typique de la mine de Kranklin Furnace (New Jersey) où il se rencontre en grands octaèdres noirs à arêtes arrondies avec l'oxyde rouge, zincite, et avec la willemite verte, le silicate de zinc, et en quantités suffisantes pour pouvoir être exploité comme minerai de ce métal. Beaucoup du minerai est par le fait un mélange granulaire de ces trois minéraux. La franklinite est légèrement magnétique.

Un des membres les plus importants du groupe du spinelle, au point de vue commercial, est la **chromite**, puisqu'elle est la source du chrome et des composés de ce métal qui sont employés comme pigments. La chromite est très répandue et toujours dans les roches à olivine ou dans la serpentine, spécialement dans cette dernière ; c'est un des plus pesants (G = 4,5) et en même temps un des plus tendres (D = 5 1/2) du groupe du spinelle ; il peut être reconnu parmi les autres minéraux noirs qui possèdent un lustre sub-métallique et qui sont dépourvus de clivage, par les réactions nettes du chrome dans les perles de borax et de sel de phosphore ; mais celles-ci peuvent être largement masquées par les réactions du fer quand la perle est chaude. La chromite est quelquefois légèrement magnétique.

La dunite, ou roche à olivine des monts Dun en Nouvelle-Zélande, se compose entièrement d'olivine et d'un minéral granulaire noir contenant :

Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MgO
56,54	12,13	18,01	14,08

il est intermédiaire entre la picotite et la chromite ; beaucoup de minéraux rapportés à la chromite contiennent Mg et Al aussi bien que Fe. Le manganèse, le chrome et le fer se reconnaissent par des essais pyrognostiques dans les divers membres du groupe du spinelle.

CHRYSOBÉRYL

Chrysobéryl. — Aluminate de beryllium ; $BeAl_2O^4$, $BeO = 19,8$; $Al_2O_3 = 80,2$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,470 : 1 : 0,580.$$
$$p = \{111\} ; A = \{100\} ; i = \{011\} ; m = \{110\}.$$
$$Ap = (100) : (11) = 43^\circ\ 8',\ pp = (111) : (1\bar{1}1) = 40^\circ\ 7'.$$
$$ii = (011) : (0\bar{1}1) = 60^\circ\ 14',\ mm = (110) : (1\bar{1}0) = 50^\circ\ 21'.$$

Mâclé sur (031). Clivage {010} et {011} imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 8 1/2 ; G = 3,7. Vert jaunâtre. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparent : $\beta = 1,75$. Biréfringence positive ; $\gamma - \alpha = 0,009$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë perpendiculaire à (001). $2E = 84^\circ\ 43'$. $\rho > v$. Pléochroïque. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description les cristaux de **Ceylan**.

Le **Chrysobéryl** est un minéral rare, connu seulement comme gemme ; les cristaux roulés des dépôts alluviaux de Ceylan sont employés pour cet objet ; il est intéressant à cause de sa mâcle et de sa relation intime avec l'olivine. Ce minéral ne montre aucune ressemblance avec le groupe du spinelle, avec lequel il est strictement analogue comme composition chimique. Les cristaux vert foncé de l'Oural, connus comme « alexandrite », et quelques-unes des pierres vert jaunâtre de Ceylan, sont de beaux exemples de mâcles pseudo-hexagonales, semblables à celles de l'aragonite (fig. 247, 248). Trois cristaux, qui s'interpénètrent, sont réunis en une plaque hexagonale à arêtes biseautées. Les axes du chrysobéryl ont été choisis de manière que le front de la plaque (fig. 519) soit la face A, commune aux trois individus, et cette



Fig. 519. — Chrysobéryl (alexandrite) de Perm (Russie).

face dans chacun d'eux est striée parallèlement à son intersection avec (010) ; c'est-à-dire verticalement dans le cristal central de la figure 519. qui est dans la position normale. Les plans de biseau sont *p* }111{, et le contour de la plaque est formé par *i* }110}.

Dans la mâcle correspondante de l'aragonite, deux cristaux adjacents sont généralement réunis le long d'une surface qui est à peu près perpendiculaire au plan de mâcle ; si le chrysobéryl est une mâcle de même espèce, elle se fait sur les plans *i* {011{ ; mais les cristaux de chrysobéryl peuvent également bien s'expliquer comme dus à une mâcle sur les faces de }031{, presque perpendiculaire à *i*, et dans ce cas, le plan de mâcle est la face de réunion bien définie marquée par les angles rentrant sur les arêtes et par les stries au centre de la plaque ; l'angle $(0\bar{3}1)$: (011) est de 90°14', de sorte que des mesures précises pourraient seules décider entre ces deux explications possibles. Si *i* (011) est le plan de mâcle, alors une paire de faces adjacentes *p*, puisqu'elles se trouvent entre *i* et A, qui sont communs aux deux individus adjacents, doivent tomber dans le même plan, comme dans les mâcles semblables de la cérusite (fig. 553, plus loin) ; si $(0\bar{3}1)$ est le plan de mâcle et de composition, deux faces adjacentes *p* feront un petit angle rentrant de 18' ; l'évidence est en faveur de cette dernière hypothèse, bien que }031{ ne soit pas une forme qu'on trouve comme faces de cristal sur le chrysobéryl.

Le minéral ressemble à l'olivine à la fois comme forme et comme mâcle ; les deux minéraux ont une zone pseudo-hexagonale ($b : c = 1 : 0{,}580 = \sqrt{3} : 1$)

Olivine, Mg_2SiO_4	$a : b : c =$	0,465 : 1 : 0,586	$ii =$ 60°47'
Chrysobéryl, Al_2BeO_4	—	0,478 : 1 : 0,580	$ii =$ 60°14'

Ceci peut être regardé comme un autre exemple de l' « isomorphisme » entre des composés dissemblables qui se ressemblent entre eux quant aux nombres de leurs atomes, et dont la wurtzite-zincite et l'hématite-ilménite ont déjà été cités comme exemples.

Quelques-unes des pierres de Ceylan montrent une superbe chatoyance et sont très prisés comme gemmes : les plus remarquables sont celles connues sous le nom d' « œil de chat » ; en raison de l'opalescence onduleuse qu'elle montre, cette variété a aussi reçu le nom de cymophane (κῦμα, vague). Cette propriété peut être due à de fines cavités tubulaires parallèles au plan basal. Cette pierre, l'œil de chat vrai, ne doit pas être confondue avec le quartz œil de chat, cité à la page 448. Le pléochroïsme est bien marqué ; les couleurs sont le rouge,

le jaune et le vert pour les rayons qui vibrent respectivement le long des axes *a b c*.

L'alexandrite verte foncée paraît rouge à la lumière transmise, et généralement aussi à la lumière d'une bougie. Le chrysobéryl vert clair non seulement ressemble à l'olivine, mais il est souvent appelé chrysolite par les joailliers ; il peut être distingué de l'olivine par sa dureté et sa densité supérieures. La chrysolite (olivine) flotte dans un mélange d'iodure de méthylène avec de l'iode et de l'iodoforme (poids spécifique 3,6) ; le quartz œil de chat flotte dans l'iodure de méthylène ; le chrysobéryl va au fond dans les deux.

SECTION XIII

LES BORATES

Boracite. — Borate et chlorure de magnésium; $Mg_7B_{16}Cl_4O_{30}$; MgO = 31,4, Cl = 7,9, B_2O_3 = 62,5 Pseudo-cubique ; symétrie polaire ditessérale. Forme commune, cube avec tétraèdre.

$$A = \}100\{,\ d = \}110\{,\ o = \}111\{,\ \omega = \}1\bar{1}1\{,\ n = \}2\bar{1}1\{.$$

Clivage }111{ imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 7 ; G = 3. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Translucide. Biréfringence ; $\beta = 1{,}667$; $\gamma - \alpha = 0{,}011$. 2V = 90° environ. Fait intumescence et fond. Soluble dans l'acide chlorhydrique. Pyro-électrique d'une manière marquée.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Stassfurt** (Prusse).

La **Boracite** est un minéral relativement rare, qu'on trouve en nodules massifs ou en cristaux isolés dans le dépôts de sel et de gypse de

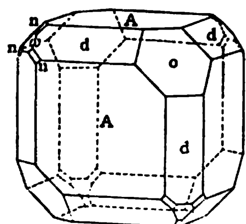


Fig. 520. — Boracite, A }100{, *d* }110{, *o* }111{, ω }1$\bar{1}$1{, *n* }2$\bar{1}$1{.

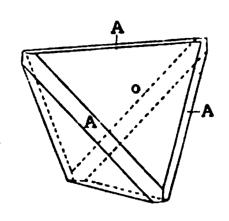


Fig. 521. — Boracite, *o* }111{, A }100{.

Stassfurt. Le minéral massif est une substance compacte blanche, plus tendre que les cristaux, quelquefois granulaire ou terreuse, teintée de diverses couleurs par des impuretés qui lui donnent une teinte verte, jaune ou rouge.

On trouve des cristaux isolés très parfaits englobés dans la carnalite à Stassfurt, et dans le gypse et l'anhydrite à Lüneburg, près de Hanovre.

Au point de vue théorique, ces cristaux constituent l'un des minéraux les plus intéressants. A première vue, ce sont des cristaux par-

faitement cubiques montrant une symétrie ditessérale polaire marquée. Leur combinaison ordinaire ressemble à celle du cube avec l'octaèdre et le dodécaèdre, mais on peut généralement observer que les faces d'un tétraèdre sont larges, celles de l'autre petites ; l'un est brillant, l'autre terne ; ou quelquefois quatre sommets du cube sont tronqués par le tétraèdre }111{ seul, tandis que les quatre sommets restants portent la forme }$2\bar{1}1${ (fig. 520). A Lüneburg, on trouve de beaux petits cristaux d'une teinte bleuâtre, qui sont des tétraèdres simples, ou des tétraèdres avec arêtes tronquées par le cube (fig. 521).

Le caractère pyro-électrique a attiré l'attention depuis le temps d'Haüy qui trouva, en 1791, qu'un cube chauffé devient électrisé positivement sur quatre de ses sommets, et négativement sur les quatre autres. On montre facilement des différences par la méthode de Kundt, qui consiste à poudrer un cristal, après l'avoir chauffé, avec un mélange de minium et de soufre, comme on l'a décrit à la page 136 ; les quatre sommets *o* de la combinaison de la figure 520 se couvrent de minium pendant le refroidissement, et les autres (ω) de soufre jaune.

Jusqu'ici il n'y a rien de contraire à la symétrie cubique ; mais on a montré aussi depuis le temps de Brewster que le minéral est biréfringent. Un cristal transparent de boracite, examiné sous le microscope, transmet la lumière en taches entre les nicols croisés, et paraît quelquefois avoir une structure fibreuse ou lamellaire. Si l'on emploie des coupes suffisamment minces, on voit qu'elles se composent en réalité de portions différemment orientées d'une matière qui est biaxe, avec un grand angle des axes. Par exemple, une coupe mince taillée parallèlement à l'une des faces du cube montre une division plus ou moins distincte en quatre champs le long des diagonales des faces ; chaque champ présente un axe optique (appartenant à un cristal biaxe) émergeant presque normalement à la face du cube ; on voit aussi des lamelles mâclées et l'interposition de tâches différemment orientées. La structure paraît différer pour les différentes faces du cube d'un même cristal, et elle diffère aussi avec la distance de la surface à laquelle la section est taillée. Cette structure a été l'objet de nombreuses recherches et de beaucoup de discussion. Suivant Mallard dont l'opinion est généralement acceptée, un cristal de boracite est fait de la manière suivante : Prenons un dodécaèdre rhombique et imaginons qu'il soit construit avec douze pyramides, ayant chacune une face du dodécaèdre pour base et son sommet au centre du cristal ; chacune de celles-ci sera l'un des douze individus orthorhombiques (ou monocliniques ?) qui servent à former un cristal de boracite ; le plan axial de chaque cristal sera

parallèle à la plus longue diagonale de la face rhombique, et une bissectrice perpendiculaire à la face ; l'angle vrai des axes étant d'environ 90°, un axe optique sera perpendiculaire à chaque face du cube. Par suite aussi on ne peut faire aucune distinction dans ce minéral entre les bissectrices aiguë et obtuse. Les cristaux constituants, qui s'interpénètrent, se rencontrent suivant des frontières irrégulières.

Si l'on chauffe la coupe, la biréfringence des différentes portions change comme le montre le changement dans les teintes vives d'interférence, et leurs limites se meuvent et souvent prennent des positions différentes quand on laisse refroidir la coupe. Mallard a fait la découverte intéressante que, à une température de 265°, toutes ces différences optiques disparaissent ; le cristal devient isotrope et est noir entre les nicols croisés ; mais en se refroidissant, les « anomalies optiques », la complexité de structure et les lamelles mâclées apparaissent de nouveau.

Quelques auteurs supposent que la boracite a cristallisé originellement à haute température sous forme de minéral cubique et que la contraction subséquente a développé des tensions internes qui rendent compte de la biréfringence ; il ne suffit pas, pour répondre à cette hypothèse, de signaler le fait que la boracite se trouve souvent incluse dans du gypse, minéral hydraté qui ne peut pas se former à haute température, excepté sous grande pression, car le gypse lui-même peut n'être qu'un produit d'hydratation de l'anhydrite.

Les caractères réguliers et constants de la substance de la boracite rendent difficile d'accepter l'hypothèse des tensions intérieures comme une explication suffisante ; chaque portion d'un cristal de boracite se compose de la même matière, ayant une réfringence, une biréfringence et un angle axial définis ; c'est-à-dire se compose d'un minéral défini ; les diverses parties ne diffèrent que par leur orientation.

Les sub-individus dont un cristal de boracite est composé paraissent réunis par des mâcles sur des plans parallèles aux faces du dodécaèdre du cristal pseudo-cubique.

La disparition de la biréfringence à 265° peut s'expliquer par la supposition que la boracite est dimorphe, et que la forme réellement cubique est stable au-dessus de cette température ; mais qu'à une température plus basse elle est convertie en une modification pseudo-cubique, capable de stimuler un cube par mâcle.

Il est très remarquable que le caractère pyro-électrique disparaisse au-dessus de 265° ; les observations de Mack ont montré que la propriété pyro-électrique est principalement développée le long de cer-

taines lignes qui traversent la surface du cristal et que ces lignes sont précisément les lignes de contact des douze sub-individus dont l'existence est indiquée par les propriétés optiques.

Borax. — Borate de sodium hydraté ; $Na_2B_4O_7 . 10H_2O$; $Na_2O = 16,23$; $B_2O_3 = 36,65$; $H_2O = 47,12$. Monoclinique.

$$a : b : c = 1,100 : 1 : 0,563. \quad \beta = 73^\circ 25'.$$

Forme commune, combinaison de

$$A = \{100\},\ m = \{110\},\ C = \{001\},\ z = \{22\bar{1}\},\ o = \{11\bar{1}\}.$$

$AC = (100) : (001) = 73^\circ 25'$; $Am = (100) : (110) = 46^\circ 30'$;

$Cm = (001) : (110) = 78^\circ 40'$.

$Co = (001) : (11\bar{1}) = 40^\circ 30'$; $Cz = (001) : (22\bar{1}) = 64^\circ 7'$.

Clivage {100} parfait ; {110} bon. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 2 à 2 1/2. G = 1,7. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent. $\beta = 1,47$. Biréfringence négative ; $\gamma - \alpha = 0,004$. Dans des axes (pour Na) incliné de 71° 35′ sur la normale de C et de 35° sur la normale de A. Bissectrice aiguë perpendiculaire à (010), 2E = 59° 23′. Dispersion marquée; $\rho > v$. Goût agréable, alcalin. Fait intumescence et fond. Soluble dans l'eau.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Thibet**.

On rencontre dans la nature un nombre considérable de borates ; ils sont intéressants en raison de leur importance économique ; ils sont employés pour la fabrication de l'acide borique et du borax. Parmi ces composés le **borax** est le plus important ; on l'a longtemps tiré des lacs salés du Thibet, dont les eaux contiennent du borax en dissolution, et on l'exploite maintenant sur une grande échelle aux lacs salés de la Californie. Dans le voisinage des lacs de borax dans ces deux localités, on a trouvé de grands cristaux de ce minéral parmi les dépôts des rives ; ils ont le même habitus et les autres caractères des cristaux qui se déposent des solutions aqueuses dans le laboratoire ; et on peut facilement observer leurs caractères sur les cristaux artificiels.

Un trait digne de remarque du borax est sa dispersion croisée frappante. La bissectrice obtuse pour la lumière rouge est inclinée de 2° sur celle pour la lumière bleue, et l'on voit très facilement la dispersion dans la figure d'interférence, qui, de plus, peut être aisément amenée dans le champ du microscope, puisque l'angle axial dans l'air ne dépasse pas 60° ; en examinant cette figure, il faut se rappeler que non seulement les plans axiaux sont croisés, mais aussi que l'angle entre les axes optiques de l'air est de 1° 1/2 plus grand pour la lumière rouge que pour la lumière bleue.

Un caractère important du borax, et qui a une grande valeur, c'est sa propriété antiseptique, ou son pouvoir d'arrêter la décomposition ; on s'en sert largement pour conserver la viande, le poisson, etc.

Le borax massif est une matière terreuse blanche, mais souvent colorés par des impuretés ; il est connu sous le nom de « tincal ».

Le plus beau minéral parmi les borates est le **colemanite**, $HCa(BO_2)_3.2H_2O$, découverte en Californie en 1882-83 ; elle se rencontre en cristaux brillants, transparents, incolores, ressemblant à de la calcite, excepté que le lustre a une tendance à être adamantin ; le minéral est monoclinique et a un clivage parfait parallèle à }010{. Les cristaux qui ont jusqu'à 5 à 8 centimètres de long se rencontrent dans des géodes dans une colemanite compacte, massive et blanche. Un borate massif blanc, se trouvant en nodules avec du gypse, qui est exploité à Panderma sur la mer de Marmara (**pandermite**) et une matière semblable (**préicéite**) trouvée dans la stéatite dans l'Orégon, ont à très peu près la composition de la colemanite.

SECTION XIV

LES CARBONATES

GROUPE DE LA CALCITE

Calcite . :	$CaCO_3$
Dolomie (Bitterspath)	$CaMg(CO_3)_2$
Magnésite	$MgCO_3$
Sidérose (Chalybite, Braunspath).	$FeCO_3$
Calamine (Galmei, Zinkspath)	$ZnCO_3$
Rhodochrosite (Dialogite, Manganspath)	$MnCO_3$

Calcite. — Carbonate de calcium ; $CaCO_3$; $CaO = 56$; $CO_2 = 44$. Hexagonale ; symétrie, dihexagonale alternante.

$$a : c = 1 : 0{,}854. \qquad oR = (111) : (100) = 44^\circ\ 37'.$$

$$R = \{100\}\ ;\ a = \{10\bar{1}\}\ ;\ m = \{2\bar{1}\bar{1}\}\ ;\ e = \{110\}\ ;\ f = \{11\bar{1}\}\ ;\ o = \{111\}.$$

$$v = \{20\bar{1}\}\ ;\ t = \{310\}\ ;\ w = \{410\}.$$

$$RR = (100) : (010) = 74^\circ\ 55'\ ;\ ee = (110) : (101) = 45^\circ\ 3'\ ;$$

$$ff = (11\bar{1}) : (1\bar{1}1) = 101^\circ\ 9'.$$

$$vv = (20\bar{1}) : (2\bar{1}0) = 35^\circ\ 36'\ ;\ vv = (20\bar{1}) : (02\bar{1}) = 75^\circ\ 22'\ ;$$

$$vR = (20\bar{1}) : (100) = 19^\circ\ 2'.$$

$$tt = (103) : (301) = 41^\circ\ 55'\ ;\ ww = (104) : (401) = 49^\circ\ 23'.$$

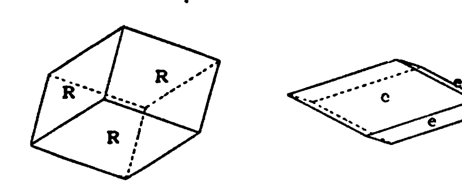
Mâclée sur *o* (111), *e* (110), R (100), *f* ($1\bar{1}1$). Clivage R parfait. Cassante. Fracture conchoïdale. $D = 3$; $G = 2{,}72$. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente ; $\omega = 1{,}658$. Biréfringence très forte, négative ; $\omega - \varepsilon = 0{,}172$. Infusible. Soluble dans les acides avec effervescence.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Egremont** (Cumberland).

La **Calcite**, chaux carbonatée (allemand, kalkspath) est, à l'exception du quartz, le plus commun de tous les minéraux ; dans la plupart des endroits où les solutions calcaires ont pénétré, il s'est déposé de la calcite, de sorte que, comme le quartz, elle occupe très communément les filons. Sous forme de calcaire et de marbre, elle se rencontre à l'état massif en énormes quantités à la fois comme dépôts originaux et comme minéral métamorphique ; comme résultat de décomposition

de silicates calcaro-magnésiens dans les roches ignées, la calcite cristallise dans leurs cavités et amygdales ; comme craie, c'est un des minéraux d'origine organique les plus largement répandus.

Comme le quartz encore, on la trouve en cristaux les plus parfaits et les plus beaux et elle a été le sujet d'autant d'études de la part des physiciens. La forte biréfringence et le clivage parfait avaient attiré l'attention d'Erasmus Bartholinus (1670), l'époque exacte où Steno établissait la constance des angles des cristaux de quartz. Le livre de Bartholinus, *Experimenta Crystalli Islandici*, contient une étude complète du clivage et de la biréfringence des énormes cristaux clairs



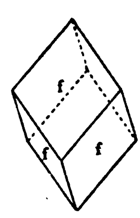


Fig. 522. — Calcite, R }100{. Fig. 523. — Calcite, e }101{. Fig. 524. — Calcite, f }$1\bar{1}\bar{1}${.

qu'on avait récemment découverts en Islande. Ces observations, étendues par Huygens en 1690, conduisirent à la découverte des lois de la double réfraction, d'Huygens. De même, le spath d'Islande permit à Malus (1808) de découvrir la polarisation de la lumière ; et comme matière pour le prisme de nicol et le dichroscope, il a pris une grande valeur pour les recherches optiques de toutes sortes.

Les variétés de forme cristalline de la calcite dépassent celles de tous les autres minéraux, et ont été plus complètement étudiées que toutes les autres, à l'exception peut-être de celles du quartz. Le Traité du comte de Bournon sur la calcite, publié en 1808, contient la description de 56 formes distinctes ; et à l'époque actuelle on en a signalé plus de 200. L'angle de clivage RR = 74° 55' (fig. 522) a été correctement mesuré par Wollastoon au moyen de son goniomètre à réflexion qu'il venait d'inventer en 1812 ; Huygens avait déterminé l'angle à 75° ; tandis qu'Haüy, supposant que les deux diagonales de la face du rhomboèdre doivent avoir le rapport simple de $\sqrt{3} : \sqrt{2}$, donna l'angle comme égal à 75° 31'20'', d'accord avec cette supposition.

On a reconnu quatre habitus distincts pour la calcite : rhomboédral' prismatique, scalénoédral et tabulaire. Le rhomboèdre de clivage R }100{ (fig. 522) est plutôt rare comme forme simple, mais se rencontre, par exemple, dans les fissures d'un calcaire gris à Poretta, près de Bologne. Le rhomboèdre obtus e }110{ (fig. 523) qui tronque les arêtes

de R est tout à fait commun ; par exemple dans les mines de plomb de l'Angleterre. Le rhomboèdre aigu *f* }111{ (fig. 524), dont les arêtes sont tronquées par R est aussi rare, mais il est la forme ordinaire de la calcite sableuse ou du grès de Fontainebleau, cité à la page 255, et d'une calcite arénacée semblable de Vienne.

Le prisme hexagonal commun est *m* {$2\bar{1}\bar{1}$}, qui se distingue facilement du prisme hexagonal plus rare *a* {$10\bar{1}$}, par ce fait que le clivage R enlève les arêtes du premier quand il est combiné avec le pinacoïde basal (voy. fig. 15, p. 15) et les sommets du dernier. Ce prisme est ou bien terminé par le pinacoïde basal {111} (fig. 13, p. 15), ou bien par

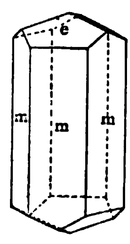


Fig. 525. — Calcite ; *m* }$2\bar{1}\bar{1}${. *e* }101{.

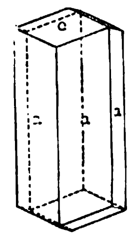


Fig. 526. — Calcite ; *a* }$10\bar{1}${, *e* }101{.

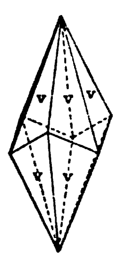


Fig. 527. — Calcite : *v* }$2\bar{1}0${.

le rhomboèdre *e* (fig. 525). Quelquefois *e* a ses arêtes tronquées par le prisme *a* (fig. 526).

Le scalénoèdre commun est *v* }$20\bar{1}${, qui se rencontre très fréquemment comme forme simple, et les cristaux de cette forme sont connus sous le nom de ***spath en dent de chien*** (fig. 527). Cette forme est habituellement striée parallèlement à ses arêtes latérales (intersections avec }100{ ou }$10\bar{1}${.

Les cristaux tabulaires sont habituellement la combinaison *mo* de la figure 13, page 15, tellement aplatie que *m* est tout à fait petit ; quelquefois, et particulièrement dans les cristaux remplissant de minces cavités, ils sont une combinaison de pinacoïde *o* avec R.

Toutes les formes mentionnées ci-dessus sont très communes en combinaisons dont il y a une infinie variété. Quelque compliquées qu'elles puissent être, on peut habituellement les déchiffrer en notant la position du rhomboèdre de clivage R, dont les facettes brillantes peuvent toujours, en raison de la fragilité du minéral, se retrouver sur quelques arêtes ou sommets. R rencontre *v* suivant des arêtes parallèles aux arêtes latérales du scalénoèdre lui-même ; il tronque l'arête de *f* ; remplace les sommets de *e* ; rencontre *m* suivant des arêtes horizontales.

La combinaison scalénoédrale de la figure 528 est un type très commun de spath en dent de chien dans le Derbyshire, dans le Harz et ailleurs.

Le rhomboèdre est la forme dominante dans les cristaux de *spath d'Islande*, qui sont quelquefois d'une taille énorme ; ces cristaux sont ternes à la surface et ont une apparence arrondie en raison du biseautage des arêtes terminales par *w* et des arêtes latérales par *v* (fig. 529).

Les relations entre les diverses formes mentionnées ci-dessus peuvent être suivies sur la projection de la figure 543.

Quelques-uns des cristaux les plus brillants sont ceux des mines de

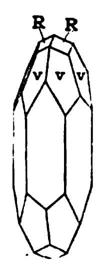


Fig. 528. — Calcite, *m* }2$\bar{1}\bar{1}${, *v* }2$\bar{1}$0{, R }100{.

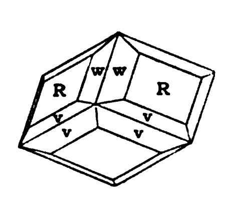


Fig. 529. — Calcite, R }100{, *v* }2$\bar{1}$0{, *w* }410{.

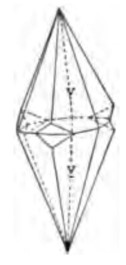


Fig. 530. — Calcite, *v* }2$\bar{1}$0{, mâclée sur (111).

cuivre du Lac Supérieur, de mines de fer du Cumberland, et des monts du Harz.

Les faces sur les meilleurs cristaux sont unies et brillantes ; mais il y a souvent une tendance aux stries le long des arêtes de la zone prédominante [*eRva*] qui permettent de reconnaître les faces appartenant à cette zone ; *e* en particulier est strié parallèlement avec son intersection avec R.

Parmi d'autres combinaisons trouvées sur la calcite figure des rhomboèdres aigus comme ceux que montre la sidérose (fig. 546, p. 481) (voy. fig. 173, p. 81).

Mâcles. — On distingue quatre lois bien définies :

1° *Plan de mâcle* (111). — Deux cristaux sont habituellement réunis par juxtaposition le long du plan de mâcle ; dans le sacalénoèdre *v*, ceci introduit un plan équatorial de symétrie indiqué par les angles rentrants autour du milieu du cristal (fig. 530) : et ce type est commun parmi les cristaux du Derbyshire. Mais les deux individus se recouvrent souvent. Dans les cristaux d'habitus prismatique, cette mâcle se révèle par la présence des mêmes formes opposées les unes aux autres aux deux extrémités des cristaux, au lieu qu'ils soient dans des

positions alternes. Cette mâcle peut également bien être décrite comme due à une hémitropie autour de l'axe vertical. La figure 531 représente une mâcle (combinaison *me*) dans laquelle les deux individus sont juxtaposés en position renversée et ne se réunissent pas le long de (111), mais le long d'une face du prisme. La figure 540 montre la manière dont cette mâcle est révélée par le clivage.



Fig. 531. — Calcite, $\}2\bar{1}\bar{1}\{$, $\}101\{$, mâclée sur (111) ou l'axe [111].

2° *Plan de mâcle* (100). — Deux cristaux ainsi mâclés ont leurs axes principaux presque à angle droit l'un sur l'autre ; les angles sont effectivement de 89° 14′ et de 90° 46′, puisque $oR = 44° 37'$. Ce mode de mâcle est commun à la fois dans les cristaux d'habitus prismatique (fig. 532) et en cristaux scalénoédraux (fig. 533). On peut aussi facilement l'identifier par cette considération que le plan de mâcle est un

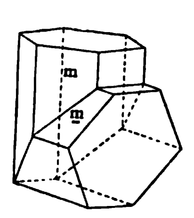


Fig. 532. — Calcite, $\}2\bar{1}\bar{1}\{$ $\}111\{$, mâclée sur (010).

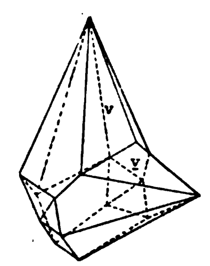


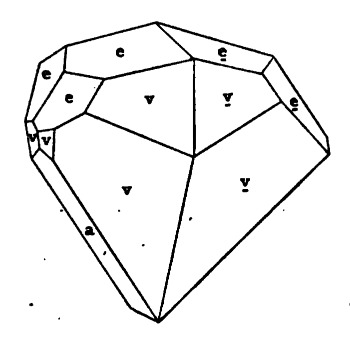
Fig. 533. — Calcite, $\}20\bar{1}\{$, mâclée sur (010).

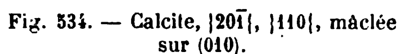
plan de clivage, de telle sorte qu'un clivage, et un seul, est parallèle dans les deux individus. Lorsque les cristaux ont l'habitus scalénoédral, ils se rencontrent habituellement par extension des deux paires de cas *v*, de manière à remplir l'angle entre les deux individus, et donnent naissance à des doublets curieux en forme de papillon ou de cœur (fig. 534). Ces mâcles, dites *en papillon*, se trouvaient autrefois à Eyam; dans le Derbyshire, et récemment à Egremont dans le Cumberland.

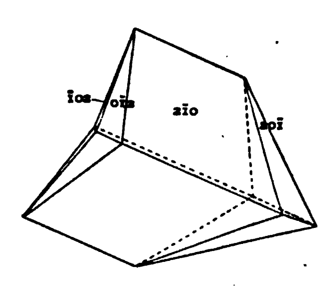
3° *Plan de mâcle* (110). — Puisque $oe = 26° 15'$, les deux individus se rencontrent suivant les angles de 52° 30′ et de 127° 30′ ; bien que cette loi soit la plus habituelle des quatre, les cristaux juxtaposés suivant le plan de mâcle et se rencontrant sous un angle de 126° 30′ ne sont

pas communs. La figure 535 représente une mâcle de ce genre récemment trouvée en abondance à Guanaxuato, au Mexique, dans laquelle il y a un élargissement remarquable de deux des paires de faces du scalénoèdre *v*, qui donnent le doublet à apparence très difforme.

La composition perpendiculaire au plan de mâcle est beaucoup plus commune ; on voit souvent émerger d'un cristal un cristal plus petit sous un angle de 52° 1/2 et placé de telle manière qu'une paire de ses faces de clivage réfléchisse la lumière simultanément avec une paire de clivage du cristal plus grand. Les deux individus sont alors réunis de telle manière que le plan de mâcle *e*, qui tronquerait l'arête




Fig. 534. — Calcite, }20$\bar{1}${, }110{, mâclée sur (010).


Fig. 535. — Calcite, }2$\bar{1}$0{, mâclée sur (110).

de cette paire de clivages, est parallèle à la face correspondante sur l'autre. Cette loi de mâcle se révèle communément encore par l'existence de lamelles mâclées parallèles à *e*, et ces dernières paraissent souvent être d'origine secondaire ; on a décrit la mâcle artificielle de la calcite par glissement suivant *e*, page 111. L'effet de la pression est de produire de pareilles lamelles dans un cristal quelconque de calcite, et beaucoup de la calcite, qui tapisse des fissures ou des cavités dans d'autres roches, a probablement été soumise à des pressions et est traversée par des lamelles de ce genre. Dans les coupes minces faites pour le microscope, elles sont souvent assez caractéristiques pour servir à l'identification de la calcite. La figure 542 représente une coupe de calcaire granulaire, dans laquelle chaque grain montre les lamelles caractéristiques de mâcles secondaires parallèles à *e*.

4° *Plan de mâcle* (11$\bar{1}$). — Les deux individus se coupent ici sous des angles de 53° 46′ et de 126° 14′, puisque l'angle *of* = 63° 7′. Une mâcle, comme celle de la figure 536, dans laquelle *f* est aussi le plan de composition, ressemblera donc d'une manière étroite à une mâcle de la

dernière classe, dans laquelle la composition est perpendiculaire au plan de mâcle *e*, car dans chaque cas les deux individus sont inclinés d'environ 53°. Toutefois, dans la présente loi, les plans de clivage ne sont plus parallèles dans les deux individus, puisque *f* ne tronque pas RR. On verra par la figure 536 et par la projection (fig. 543) que le plan de composition *f* trompe l'arête aiguë du scalénoèdre v — $(20\bar{1} + 02\bar{1} = 11\bar{1})$. Ici, dans la figure 536, les deux arêtes obtuses du scalénoèdre se font face l'une à l'autre dans l'angle aigu entre les individus ; dans une mâcle suivant la troisième loi, ce seraient les deux arêtes aiguës qui se font face.

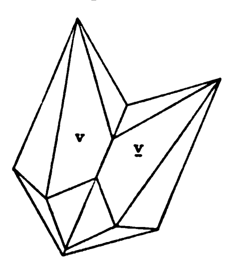


Fig 536.—Calcite }20$\bar{1}${, mâclée sur (1$\bar{1}$1).


Fig. 537. — Calcite, }2$\bar{1}\bar{1}${, ,110{, mâclée sur (1$\bar{1}$1) (Egremont) (British Museum).


Fig. 538. — Calcite de Guanaxuato (British Museum).

Les quatre lois qui précèdent se trouvent dans les superbes cristaux trouvés récemment à Egremont, dans le Cumberland.

La figure 538 représente un groupe typique de calcite scalénoédrale de Guanaxuato. La figure 539 est un groupe de Wheal Wrey, près de

Liskeard, où l'on a trouvé antérieurement des échantillons de grande



Fig. 539. — Calcite de Wheal Wrey (Liskeard) (Brislish Museum).

beauté; les cristaux ressemblent à des prismes trigonaux, mais ce sont en réalité des rhomboèdres très aigus, pour la plupart mâclés sur

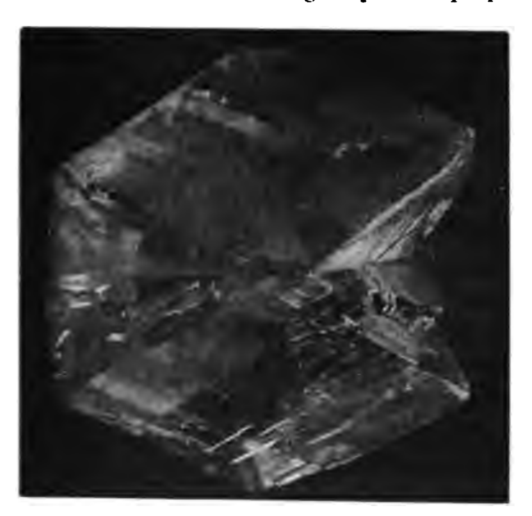


Fig. 540. — Calcite, clivage d'un cristal mâclé sur (111) (British Museum).

R, comme dans la figure 532. La figure 541 est un superbe groupe de prismes d'Egremont; c'est une localité qui a fourni bien des variétés.

La bipyramide hexogonale de la figure 176, page 82, cas particulier

d'un scalénoèdre dont les faces sont également inclinées sur deux plans adjacents de symétrie, est extrêmement rare. On a trouvé à Rhisnes, en Belgique, et à Visby, en Suède, des cristaux montrant des faces de pareilles formes avec les indices }91$\bar{7}${.

On a donné des noms spéciaux à quelques-uns des habitus plus particuliers de la calcite. Le *spath en dent de chien* (fig. 527) et le *spath en tête de clou* (fig. 216 p. 98) ont déjà été cités ; le *spath schiste* ou *schieferspath* est la variété tabulaire mince due à la prédo-



Fig. 541. — Calcite d'Egremont (British Museum).

minance du pinacoïde basal ; les plaques sont quelquefois aussi minces que du papier, et souvent groupées parallèlement les unes aux autres ; cette structure en plaques peut donner naissance à un clivage apparent ou séparation parallèle à }111{.

La fracture conchoïdale mentionnée à la page 304 (fig. 407) est difficile à obtenir en raison de la facilité du clivage R ; il y a souvent aussi une séparation parallè e à *e* dans les cristaux qui ont été soumis à la pression, en raison d'un glissement et d'une mâcle secondaire suivant ce plan.

Certaines calcites présentent un trait très remarquable dû à cette mâcle ; quand on regarde la flamme d'une bougie à travers certains cristaux ou fragments de clivage, elle apparaît comme une étoile radiée de lumière ; cet effet est connu sous le nom d'astérisme ; on le constate aussi dans quelques micas et dans le labrador, mais dans ces minéraux il est dû à des inclusions minuscules arrangées suivant certaines

directions définies. L'astérisme de la calcite est dû à des systèmes de minuscules tubes creux, qui semblent avoir été produits aux endroits où les surfaces de glissement *e* se coupent l'une l'autre ; ils sont parallèles les uns aux autres dans les trois directions.

L'emploi de la calcite comme matière pour les prismes de nicols est rendu possible par ce fait que, des deux indices principaux, ω (1,658) est beaucoup plus grand et ε (1,486) est légèrement plus petit que l'indice du baume du Canada (1,536) ; pour cette même cause, une coupe microscopique de calcite, montée dans le baume du Canada, et tournée

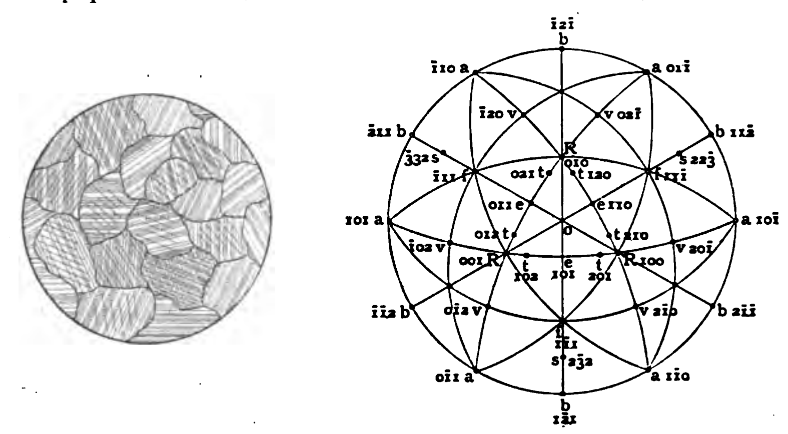


Fig. 542. — Coupe montrant les lamelles mâclées }110{ de la calcite.

Fig. 543. — Projection des formes communes de la calcite.

au-dessus de la platine sans se servir de l'analyseur, paraît avoir un fort relief dans une position et devient presque invisible quand on la tourne d'un angle droit, puisque dans une position la lumière transmise se compose des rayons ordinaires et dans l'autre des rayons extraordinaires. Cet effet, qui est tout à fait différent du pléochroïsme, est suffisant pour identifier la calcite dans des coupes minces.

Quelques localités remarquables :

Eskifjördhr (Islande). — C'est la localité du fameux *spath d'Islande*. Une cavité dans la dolérite, ayant une surface d'environ 11 mètres sur 5 et une hauteur de 3 mètres, était remplie de calcite claire cristallisée ; les cristaux y ont deux habitus : ce sont ou des rhomboèdres }100{ avec arêtes biseautées }410{, }$20\bar{1}${, comme dans la figure 529, ou des scalénoèdres }$20\bar{1}${, terminés par }410{, }100{.

Les cristaux sont ternes et quelque peu corrodés à la surface et ils sont souvent revêtus de cristaux de stilbite. Quelques-uns des cristaux

de calcite étaient de taille énorme ; l'un d'eux, au British Museum, a environ 65 centimètres sur 45.

Derbyshire. — On trouvait habituellement dans le voisinage de **Matlock, Eyam**, etc., dans les filons du calcaire carbonifère, des cristaux d'habitus scalénoédral, souvent associés avec de la galène et de la fluorine. Parmi ceux-ci les mâcles (111) de la figure 530, et celles en cœur (100), telles que la figure 534, sont particulièrement dignes d'être notées.

Nord de l'Angleterre. — Dans les mines de plomb d'**Alston** (Cumberland) et de **Weardale** (Durham), dans les mines de fer de **Furness** (Lancashire) et d'**Egremont** (Cumberland) on a trouvé de beaux échantillons, souvent d'habitus prismatique, et souvent scalénoédral ; ils montrent généralement les faces de *e* }110{, qui sont striées parallèlement à leurs intersections avec R }100{. On peut souvent discerner un rhomboèdre aigu }$31\bar{1}${ parmi les formes présentes dans les calcites du nord de l'Angleterre. Les cristaux, découverts à Egremont en 1888, se trouvaient dans des cavités du calcaire carbonifère, en association avec une hématite terreuse tendre ; ils étaient par conséquent bien développés et faciles à détacher ; ils représentent beaucoup de variétés d'habitus et la plupart des lois de mâcles. La figure 541 est un grand et beau groupe d'habitus prismatique, }$2\bar{1}\bar{1}${, terminé par }100{, }110{, il se trouve au British Museum ; d'autres cristaux sont des rhomboèdres aigus, comme ceux de la sidérose (fig. 546) ; d'autres des scalénoèdres aigus qui ressemblent à des bipyramides hexagonales pointues. Parmi les mâcles, on trouve les grandes mâcles en forme de cœur sur (100), comme celles d'Eyam dans le Derbyshire (fig. 534) et aussi la mâcle rare sur *f* ($11\bar{1}$), représentée dans la figure 537.

Andreasberg (montagnes du Harz). — On a trouvé une grande variété de beaux échantillons dans les mines de ce district, dans les filons métallifères situés dans le schiste argileux, où la calcite accompagne les minerais de plomb, d'argent et d'arsénic, en même temps que des zéolites. Les cristaux d'habitus prismatique et tabulaire sont communs, particulièrement les combinaisons de *m* }$2\bar{1}\bar{1}${ et de *e* }110{. Le pinacoïde basal }111{ est habituellement terne.

Joplin (Missouri). — On a trouvé récemment de beaux scalénoèdres *v* }$20\bar{1}${ clairs, jaune de miel, terminés par R }100{ et par les faces striées de *e* }110{ ; les arêtes terminales plus aiguës de *v* sont quelquefois remplacées par des faces striées et arrondies.

Dolomie. — Carbonate de calcium et de magnésium ; $CaMg(CO_3)_2$; $CaO = 30,4$; $MgO = 21,7$; $CO_2 = 47,9$. Hexagonale ; symétrie, hexagonale alternante.

$a : c = 1 : 0,831$. $oR = (111) : (100) = 43°51' 1/2$
Forme commune, R }100{. $RR = (100) : (010) = 73°45'$

Mâclée sur *o* (111). Clivage }100{ parfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 3 1/2. G = 2,85. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente ; $\omega = 1,682$. Biréfringence très forte, négative ; $\omega - \varepsilon = 0,189$. Infusible, soluble avec effervescence dans les acides chauds.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Binnenthal** (Suisse).

La **dolomie** est particulièrement intéressante pour deux raisons : 1° parce qu'elle appartient à la classe de symétrie alternante de la

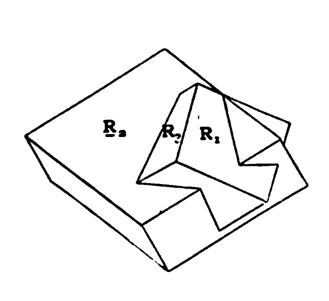


Fig. 544. — Dolomie, R }100{, mâclée sur l'axe [111].



Fig. 545. — Dolomie sur de la fluorine, de Liskeard.

dioptase ou hexagonale, et non pas à celle de la calcite ou dihexagonale ; 2° parce qu'elle est un sel double, dans lequel le carbonate de calcium et le carbonate de magnésium sont réunis dans la proportion d'une molécule chacun, et qu'elle n'est pas un mélange isomorphe de calcite et de magnésite. L'absence de plans de symétrie est démontrée par les figures de corrosion et d'élasticité (voy. fig. 267, 271, p. 127, 132) et aussi par l'apparence accidentelle de six facettes sur les sommets du rhomboèdre primaire R }100{. Celles-ci, comme les faces *s* de la figure 187, constituent un second rhomboèdre, au lieu du scalénoèdre de la calcite et montrent que les faces de R ne sont pas perpendiculaires aux plans de symétrie.

Le fait que la dolomie n'est pas un mélange isomorphe est prouvé par son poids spécifique (2,850), qui est plus grand que celui de (2,843) qui appartiendrait à un mélange à proportions moléculaires égales de

$CaCO_3$ et de $MgCO_3$ et qui montre, comme c'est l'habitude dans des cas pareils, qu'il s'est produit une contraction dans la réunion des deux carbonates.

La dolomie est habituellement mâclée par hémitropie autour de l'axe vertical de symétrie }111{; les deux rhomboèdres s'interpénètrent, comme dans la figure 544. On connaît aussi d'autres modes de mâcle, mais ils sont rares; il y a parmi celles-ci une mâcle supplémentaire qui donne au cristal la symétrie dihexagonale de la calcite. Un autre point par lequel la dolomie diffère de la calcite, c'est que *e* }110{ n'est pas un plan de glissement ou un plan de mâcle secondaire. Le lustre de la dolomie a souvent une tendance à être perlé; ses faces sont très fréquemment courbées. La figure 545 représente un échantillon de dolomie portée sur des cubes de fluorine, provenant des mines de Menheniot, près de Liskeard (Cornouailles); les cristaux de dolomie sont doublement courbés, de manière à devenir en forme de selle, et ils ont une texture écailleuse caractéristique.

La dolomie massive, de même que le calcaire, se trouve en grandes couches constituant des étendues complètes de pays (par exemple, le calcaire magnésien du nord de l'Angleterre) ou des chaînes de montagnes, dans la région *dolomitique* du Tyrol; une grande partie de celle-ci est en réalité de la calcite. La dolomie blanche cristallisée de la Binnenthal, en Suisse, est la source de blende superbement cristallisée, de réalgar et de beaucoup de sulfo-arséniures, et les meilleurs cristaux de dolomie (comme celui de la figure 544) se trouvent dans ses cavités; le minéral massif est traversé par de fins lits de pyrite (voy. section III, fig. 448) dans le voisinage de ces minéraux métalliques. Un autre gisement digne de remarque de la dolomie est celui des rhomboèdres *noirs*, aigus et positifs, comme ceux de la figure 546, qu'on trouve dans l'anhydrite à Hall, dans le Tyrol.

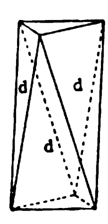
Sidérose. — Carbonate de fer; $FeCO_3$; $FeO = 62,1$; $CO_2 = 37,9$. Hexagonale; symétrie dihexagonale alternante.

$a : c = 1 : 0,818$; $oR = (111) : (100) = 43° 23'$.
Formes communes, R }100{, *o* }111{. $RR = (100) : (010) = 73° 0'$.

Mâclée sur *e* (110). Clivage }100{ parfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 3 1/2. G = 3,8. Brune. Trait blanc. Lustre vitreux. Translucide; $\omega = 1,873$. Biréfringence très forte, négative; $\omega - \varepsilon = 0,241$. Fond (4 1/2) en un globule magnétique. Soluble avec effervescence dans les acides chauds.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Neudorf** (Harz).

La **Sidérose** est un des minerais de fer communs et se trouve en bons cristaux dans beaucoup de filons métallifères, comme à Freiberg, dans le Harz et la Cornouailles. Comme la dolomie, elle se rencontre habituellement en rhomboèdres simples {100}, qui sont comparativement rares dans la calcite. Mais l'habitus est très variable. Des rhomboèdres aigus, comme celui de la figure 546 (*d* = {533}), avec ou sans le plan basal, ne sont pas rares. La figure 547 représente une variété tabulaire, qu'on trouvait précédemment à Wheal Maudlin, près de Lostwithiel,



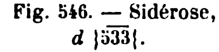


Fig. 546. — Sidérose, *d* $\{\bar{5}\bar{3}\bar{3}\}$.



Fig. 547. — Sidérose sur quartz de Lostwithiel (British Museum).

en Cornouailles, et qu'on peut voir dans beaucoup de collections; ce sont des cristaux bruns avec de larges faces courbes de {111} et des rhomboèdrusiques et les faces du prisme; ils montrent une structure zonnée distincte, marquée par des bandes hexagonales de différentes nuances sur le plan basal. La mâcle de la sidérose est principalement visible comme lamelles parallèles à {110}.

Ce minéral est quelquefois non seulement aigu dans son habitus comme la figure 546, mais même fibreux, et comme la plupart des minéraux fibreux, il tend vers des formes botryoïdes et globulaires. Le *minerai de fer argileux*, sidérose argilacée impure, qui est le plus important minerai de fer de l'Angleterre dans les terrains houillers du Strafforshire, du Yorkshire et du pays de Galles, se rencontre souvent à l'état concrétionnaire et en masses globulaires; on les appelle quelquefois *sphérosidérose*.

La sidérose est susceptible de s'oxyder et de s'hydrater et elle passe à la limonite brun foncé ou noir. On a trouvé à Traversella, en Piémont, des pseudomorphoses très parfaites de sidérose en limonite; la déshydratation conduit alors à la formation d'hématite ou de magnétite; quelques sidéroses noires agissent faiblement sur l'aiguille aimantée.

Le groupe de la calcite est peut-être le groupe le mieux défini parmi

les minéraux, chaque membre cristallise dans le système rhomboédral, leurs formes communes sont très semblables, ils ont tous un clivage parfait parallèle aux faces d'un rhomboèdre d'environ 75° et ils forment une grande série de mélanges isomorphes.

Comme on pouvait s'y attendre pour des composés des métaux précédents, ils diffèrent grandement en apparence. Quand elles sont pures, la calcite, la dolomie, la magnésite et la calamine sont incolores; la sidérose est grise; la rhodochrosite d'un rose délicat; et les mélanges isomorphes présentent une grande variété de teintes. On les distingue facilement des minéraux d'apparence similaire, qui ne sont pas des carbonates, par leur vive effervescence avec les acides (la dolomie, la sidérose et la magnésite seulement avec les acides chauds) et le clivage les distingue des autres carbonates.

La dolomie, le minéral de composition la moins symétrique, est le seul dont on ait prouvé indubitablement que la symétrie appartienne au groupe de la dioptase; les figures de corrosion de la magnésite et de la sidérose indiquent la possibilité qu'elles appartiennent à cette même classe. Il est tout naturellement possible que le groupe tout entier soit réellement hexagonal alternant, et non pas dihexagonal, mais susceptible de mâcles supplémentaires, et que dans la dolomie seule l'absence habituelle de cette mâcle révèle la symétrie vraie.

La dolomie, bien que sel double, paraît être isomorphe avec les autres et renferme en intermélange de la sidérose, de la calamine et de la rhodochrosite; même ces échantillons qui ne contiennent que du calcium du magnésium varient beaucoup en composition en raison d'intermélange avec de la calcite et de la magnésite.

La **rhodochrosite** ne se rencontre pas souvent bien cristallisée; on a trouvé à Alicante, dans le Colorado, de beaux rhomboèdres roses {100}, avec de la pyrite de fer; ce minéral se rencontre aussi en scalénoèdres aigus.

La **calamine**, qui est incolore quand elle est pure, mais qui est plus habituellement verte, bleue ou brune, en raison d'intermélanges avec d'autres carbonates (?), est également rare en cristaux, et tend comme la sidérose vers des formes botryoïdes. Les concrétions sphériques blanches terreuses trouvées dans les mines de zinc de Santander en Espagne sont particulièrement remarquables.

Des intermélanges de tous les carbonates rhomboédraux sont très communs; les minéraux purs sont rares. La présence du cobalt dans quelques rhodochrosites et dolomies prouve que $CoCO_3$ appartient à la même série et une substance botryoïde rouge trouvée à Schneeberg.

en Saxe, nommée **sphaerocobalite**, a la composition de $CoCO_3$ et paraît se composer de rhomboèdres minuscules.

Breithaupt et autres ont donné des noms spéciaux à beaucoup des mélanges : ***mésitine*** (minéral moyen) aux rhomboèdres obtus brun pâle de Traversella, dont la composition est $2MgCO_3, FeCO_3$; ***pistomésite*** (le véritable minéral moyen) aux cristaux bruns de Salzburg, qu'on a trouvé avoir la composition $MgCO_3 . FeCO_3$; ***ankérite*** aux variétés qui se rapprochent de $2CaCO_3 . MgCO_3 . FeCO_3$; ***breunnerite*** à la magnésite ferrifère du Greiner en Tyrol. Mais la dolomie est la seule qui puisse avec certitude être distinguée comme sel double.

Spath brun est un nom employé commodément pour les carbonates bruns ferrifères de Ca,Mg ; ***spath perlé*** pour les variétés de couleur plus pâle à lustre perlé qui se rapprochent habituellement de la composition de la dolomie. Ces deux variétés ont souvent des faces courbes et forment des cristaux en selle comme ceux de la figure 545. Dans celles-ci, comme dans la sidérose et la dolomie, les surfaces de clivage même sont habituellement courbes. Ces minéraux de la série de la calcite-dolomie-sidérose sont communs comme constituants de filons métallifères et comme associés des minerais de fer. La **magnésite** se rencontre communément comme produit de décomposition des silicates ferro-magnésiens ; ainsi, les taches blanches dans la serpentine se composent principalement de magnésite. La calamine se rencontre dans des localités plus isolées où elle est exploitée comme minerai de zinc important, par exemple dans les mines de zinc de Sibérie, à Aachen, Santander, etc.; dans le calcaire de montagne du Derbyshire elle se rencontre comme cristaux pseudomorphes de calcite. La blende est quelquefois transformée par altération en calamine terreuse blanche.

GROUPE DE L'ARAGONITE

Aragonite	$CaCO_3$
Withérite	$BaCO_3$
Strontianite	$SrCO_3$
Cérusite (Weissbleierz)	$PbCO_3$
Bromlite (Alstonite)	$(Ba, Ca) CO_3$

Aragonite. — Carbonate de calcium; $CaCO_3$; $CaO = 56$, $CO_2 = 44$. Orthorhombique. Holosymétrique(?).

$$a : b : c = 0,623 : 1 : 0,721.$$

$$B = \{010\},\ m = \{110\},\ C = \{001\},\ p = \{111\},\ k = \{011\}.$$

$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 63^\circ\ 48';\ kk = (011) : (0\bar{1}1) = 71^\circ\ 34'.$$

Mâclée sur *m* (110). Clivage }010{ }110{ imparfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 3 1/2; G = 2,9. Incolore. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente; $\beta = 1,682$, $\alpha = 1,530$. Biréfringence très forte, négative; $\gamma - \alpha = 0,156$. Plan des axes (100); bissectrice aiguë perpendiculaire à (001). 2E = 30° 53'. $\rho > v$. Infusible. Soluble dans les acides avec effervescence.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Bilin** (Bohême).

L'**Aragonite**, ainsi appelée du nom de la localité où on l'a trouvée pour la première fois, est intéressante comme l'exemple le plus ancien et le mieux établi de dimorphisme dans le royaume minéral ; elle a la

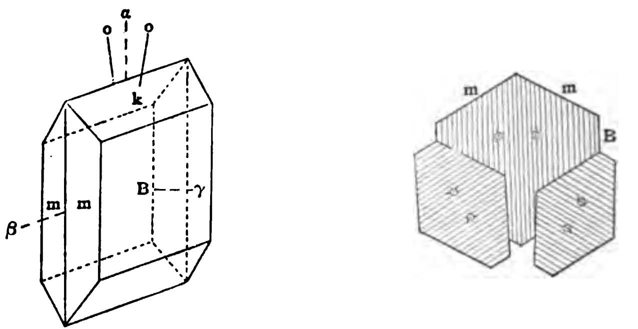


Fig. 548. — Aragonite, B }010{, *m* }110{, *k* }011{.

Fig. 549. — Triplet d'aragonite mâclée sur *m* }110{.

même composition que la calcite. Les cristaux ressemblent généralement à des prismes hexagonaux, ou sont tabulaires, comme dans la figure 548, lorsque les faces sont larges en comparaison de ***m***, et ils sont quelquefois terminés par le pinacoïde basal seul.

Dans plusieurs localités l'aragonite adopte un habitus pyramidal aigu dû à la prédominance de pyramides telles que }441{, ou }991{, et de brachy-dômes tels que }081{ ou }091{. Celles-ci sont généralement striées horizontalement. La figure 550 représente un bel échantillon de Cleator, en Cumberland, qui est dans le Bristish Museum.

Les formes simples sont rares ; quelques-uns des cristaux isolés de Bilin présentent la combinaison de la figure 548 ; plus habituellement ce sont des mâcles ou des triplets, comme dans les figures 239, 241 et 246-248. On a trouvé de superbes exemples comme la figure 248 à Girgenti en Sicile et à Herrengrund en Hongrie. Les cristaux complexes décèlent leur nature mâclée non seulement par des angles rentrants sur les faces du prisme et par des stries sur C parallèles à l'arête CB, mais aussi, en coupe mince, par l'orientation différente des axes optiques, comme le montre la figure 549 ; à mesure qu'on déplace la coupe sur

la platine du microscope, on voit qu'ils changent de position (voy. aussi p. 216). Ces groupes pseudo-hexagonaux sont habituellement quelque peu irréguliers, comme le montre la figure 551, et les faces C ne tombent pas dans un même plan.



Fig. 550. — Aragonite de Cumberland (British Museum).

Le type usuel des cristaux d'Aragon est montré dans le triplet de la figure 248 où il y a un angle rentrant de 11° 30′ sur les deux faces opposées du prisme hexagonal en apparence, puisque l'angle du prisme est de 63° 50′. Dans les cristaux de Sicile et de Bohême, les interstices montrés dans la figure 246 sont souvent remplis par l'intercalation d'un quatrième ou cinquième individu. Quelques expériences de corrosion indiquent que la symétrie peut réellement être polaire; s'il en est ainsi, les cristaux simples en apparence sont eux-mêmes des mâcles supplémentaires.

L'aragonite est bien moins commune que la calcite; on a trouvé que des solutions de carbonate de calcium dans l'eau contenant CO_2 déposent de la calcite à froid, tandis que les solutions chaudes déposent de l'aragonite ou un mélange d'aragonite et de calcite; et quelquefois les rencontres naturelles peuvent être rapportées à des dépôts de solutions chaudes. Elle est moins stable à la température ordinaire que la calcite; de pareils cas de pseudo-morphisme sans changements chimiques sont appelés *paramorphoses*. Beaucoup de formes concrétionnaires, botryoïdes et stalactitiques de carbonate de chaux sont habituellement rapportées à de l'aragonite, particulièrement celles qui sont fibreuses, puisque la calcite fibreuse est rare; tels sont les *pisolites* ou concrétions sphériques (*Sprudelstein*, *Erbsenstein*) déposés des sources chaudes de Carslbad en Bohême (voy. fig. 401, p. 299) et les deux stalactites corallins connus sous le nom de *flosferri*, dont les meilleurs échantillons proviennent des mines de fer d'Eisenerz en Styrie (voy. fig. 402, p. 300). Mais à moins de pouvoir identifier le clivage ou de déterminer le poids spécifique

avec exactitude, il n'est pas toujours possible de faire avec certitude la distinction entre la calcite et l'aragonite massives.

A travers une plaque de clivage de calcite ou d'un quelconque des carbonates rhomboédraux, on voit les anneaux qui entourent l'axe optique sur le bord du champ en lumière convergente ; les fragments d'aragonite montrent habituellement une bissectrice obtuse positive.

Quelques localités remarquables :

Girgenti (Sicile). — De grands prismes, jaunâtres ou bruns, mâclés et montrant les stries caractéristiques sur le plan basal, sont associés avec du soufre et de petits prismes de célestine. Cette venue a été décrite à propos du soufre (p. 354). Les cristaux trouvés à Herrengrund en Hongrie sont semblables en habitus, mais blancs ; ils se rencontrent sur une calcite granulaire et sont aussi associés avec de la célestine.



Fig. 551. — Aragonite ; triplet d'Aragon.

Molina (Aragon, Espagne). — Les prismes ou groupes de prismes (fig. 551), sont habituellement de couleur rouge ou brune et très corrodés sur les plans de base ; on les trouve avec du gypse dans une marne ferrugineuse rouge ; de petits cristaux de quartz ferrugineux sont quelquefois dispersés dans l'aragonite.

On trouve dans les mêmes conditions de l'autre côté des Pyrénées, à Basternes, dans le sud de la France, de l'aragonite qu'on ne peut pas distinguer de celle d'Aragon.

Horschenz (près de Bilin, Bohême). — De l'aragonite transparente jaunâtre ou vert pâle se trouve en cristaux isolés dans une matière calcaire tendre, qui remplit de grandes cavités dans un basalte à olivine, ou tapisse des géodes d'aragonite fibreuse dans cette même roche. Quelques-uns d'entre eux sont doublement terminés et sont ou des cristaux simples de l'habitus de la figure 548, ou des exemples des différentes mâcles et triplets décrits ci-dessus.

Il y a deux autres membres du groupe de l'aragonite qui se rencontrent communément en bons cristaux ; ce sont la cérusite et la withérite.

Cérusite. — Carbonate de plomb ; $PbCO_3$; $PbO = 83{,}5$; $CO_2 = 16{,}5$. Orthorhombique, holosymétrique.

$$a : b : c = 0{,}610 : 1 : 0{,}723.$$

$$B = \{010\} ;\ m = \{110\} ;\ p = \{111\} ;\ i = \{021\}.$$

$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 62^\circ\,46' ;\ Bi = (010) : (021) = 34^\circ\,40'.$$

$$pp = (111) : (1\bar{1}1) = 50^\circ\,0' ;\ pm = (111) : (110) = 35^\circ\,46'.$$

Mâclée sur (110) et aussi sur (130). Clivage }110{ }02$\bar{1}${ imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 3 1/2; G = 6,5. Incolore. Trait blanc. Lustre adamantin. Transparente; $\beta = 2{,}076$; $\alpha = 1{,}804$. Biréfringence forte, négative; $\gamma - \alpha = 0{,}274$. Plan des axes (010); bissectrice aiguë perpendiculaire à (001). $2E = 17^\circ 8'$; $\rho > v$. Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Mies** (Bohême).

Non seulement le groupe de l'aragonite constitue une série dimorphe avec le groupe de la calcite, mais encore chacun de ses membres par mâcle répétée devient pseudo-hexagonal et simule la forme du dernier.

Parmi ces minéraux, c'est la cérusite qui se présente en les meilleurs cristaux ; ses faces sont souvent très brillantes et unies, et elle montre

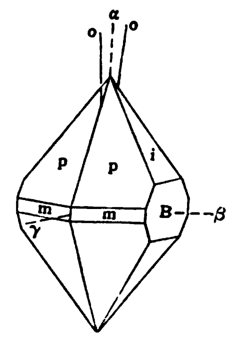


Fig. 552. — Cérusite, B }010{, *p* }111{, *m* }110{, *i* }021{.

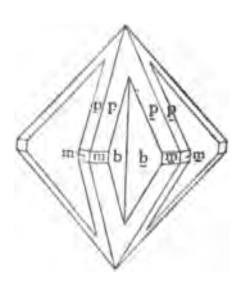


Fig. 553. — Triplet de cérusite, *b* }010{, *p* }111{, *m* }110{, mâclé sur *m* }110{.

la mâcle caractéristique mieux même que l'aragonite. Son habitus est très varié et ses formes nombreuses ; les cristaux les plus habituels ont l'habitus pyramidal comme la figure 552, ou l'habitus tétraédral que donne la figure représentant des groupes cruciformes et stellés, dans lesquels les espaces entre les individus ne sont pas remplis (fig. 553). Ici la composition étant perpendiculaire au plan de mâcle (*m*, *m*) les faces adjacentes des pyramides, *p*, *p* tombent aussi dans un même plan et réfléchissent la lumière ensemble ; les cristaux de cérusite peuvent souvent se reconnaître à ce trait caractéristique.

Dans la zone pseudo-hexagonale, telle que la zone du prisme de ce groupe où }110{ : }1$\bar{1}$0{ = 60° environ, les longueurs des axes déterminés au moyen de la face }110{ sont $a : b = 1 : \sqrt{3}$; la face }130{ coupera dans les axes suivant les segments $\frac{a}{1} : \frac{b}{3}$, c'est-à-dire $\sqrt{3} : 1$; et doit être un prisme ayant }130{ : }$\bar{1}$30{ d'à peu près 60°. Dans de pareils cas il est habituel de trouver que les prismes pseudo-hexagonaux peuvent être des plans de mâcle. La cérusite est habituellement mâclée sur }110{, mais aussi, quoique rarement, sur }130{.

Dans le cas semblable du chrysobéryl (p. 461) les deux formes ont si approximativement le même angle qu'il est presque impossible de dire quel est le plan de mâcle.

Dans la cérusite, l'angle de }110{ est de 62°46′ et celui de }130{ de 57°19′ de sorte qu'il est facile de faire la distinction entre eux. La mâcle sur }130{ n'a pas été observée sur d'autres membres du groupe de l'aragonite.

La cérusite se trouve non seulement en cristaux translucides brillants d'habitus prismatique et pyramidal (quelquefois aigu) mais aussi en cristaux aciculaires et en masses fibreuses qui sont blanc mat et opaques ; les meilleurs échantillons fibreux se trouvaient antérieurement à la mine de Pentire Glaze, près de Saint-Minver, dans la Cornouailles (fig. 386, p. 293). On les reconnaîtrait à peine à première vue pour de la cérusite, mais ils possèdent le lustre adamantin caractéristique, tendant au résineux, qui appartient à tant de minéraux qui renferment du plomb.

Les plus beaux échantillons de cérusite proviennent de la mine Friedrichssegen, près d'Ems, dans le Nassau, et de Mies, en Bohême, où ils se rencontrent dans des filons métallifères sur de la galène et du quartz. On a trouvé aux mines de plomb de Nerchinsk, en Sibérie, de grands cristaux de diverses couleurs, comprenant le vert. De grands groupes blancs, mâclés en tête de flèche, proviennent des mines d'argent de Broken-Hill dans la Nouvelle-Galles du Sud, où ils sont associés avec des minerais de cuivre et d'argent. La cérusite est l'un des minerais de plomb les plus importants et on la rencontre dans la plupart des mines de plomb comme produit de décomposition de la galène.

Withérite. — Carbonate de baryum ; $BaCO_3$; $BaO = 77,7$; $CO_2 = 22,3$. Orthorhombique ; holosymétrique.

$$a : b : c = 0,603 : 1 : 0,730.$$

m = }110{, B = {010{, k = }011{. Forme commune, bipyramide pseudo-hexagonale.

Mâclée sur (110). Clivage }010{, }110{ imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 3 1/2; G = 4,3. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Translucide; $\beta = 1,531$. Biréfringence, négative, faible. Plan des axes (010) : bissectrice aiguë perpendiculaire sur (001). 2E = 26° 30′ ; $\rho > v$. Fusible (2). Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Hexham** (Northumberland).

La **strontianite** et la **withérite** sont des minerais comparativement rares, mais ils sont les sources principales des composés du strontium

et du baryum; les premiers sont employés dans les feux d'artifice et dans la séparation du sucre des mélasses, et les derniers comme poison pour les rats. L'élément strontium a été découvert pour la première fois dans la strontianite de l'Argyleshire en 1791; à Strontian, le minéral se rencontre en masses fibreuses vertes ou brunes, rarement terminées. On trouve dans les mines de plomb de Patheley Bridge, dans le Yorskshire, des pyramides aiguës blanches de strontianite, striées horizontalement comme celles de l'aragonite. On rencontre des cristaux aigus encore meilleurs dans une marne calcaire à Hamm, en Westphalie.

La strontianite ressemble de très près à l'aragonite dans ses variétés d'habitus (fig. 548 et 550 de l'aragonite) et dans ses mâcles, mais on la trouve rarement en cristaux bien définis, habituellement en prismes qui sont striés verticalement et imparfaitement terminés.

Nous avons vu que les triplets interpénétrants d'aragonite forment des prismes pseudo-hexagonaux; la withérite a invariablement l'habitus pyramidal et d'une manière semblable forme des bipyramides pseudo-hexagonales, figure 554. Une coupe transversale d'un cristal de withérite, examinée en lumière convergente, ressemble à un cristal d'aragonite et l'on voit qu'il se compose de secteurs ayant trois orientations ou plus (fig. 368). On doit se rappeler toutefois que, pour la withérite, de même que pour la cérusite, le plan des axes optiques est (010), tandis que pour l'aragonite il est (100). La withérite se rencontre invariablement en ces bipyramides.

Les meilleurs échantillons de withérite ont été trouvés dans la mine de plomb de Fallowfield à Hexhamn dans le Northumberland; ils se rencontrent dans des veines traversant le calcaire carbonifère et sont des bipyramides hexagonales blanches, de 2 millimètres et plus de diamètre, associées avec de la galène et souvent entourées de bipyramides pointues de bromlite (fig. 554). Les cristaux sont quelquefois obtus, en raison de la prédominance de pyramides plus aplaties. Ils ont souvent un lustre graisseux sur leur surface, ou une couleur blanche terne due à un revêtement superficiel de barytine. Le voisinage des mines d'Alston Morr dans le Cumberland donne des cristaux semblables.



Fig. 554. — Withérite de Hexham.

Le minéral découvert et analysé par Withering en 1783 était une variété fibreuse d'Angelsark dans le Lancashire.

Les mélanges isomorphes ne sont pas aussi communs dans le groupe de l'aragonite que dans celui de la calcite. La strontianite contient habituellement un peu de $CaCO^3$; l'aragonite de Tarnowitz en Silésie contient jusqu'à 9 p. 100 de $PbCO_3$; la cérusite de Monte Poni renferme 7 p. 100 de $ZnCO_3$; on trouve aussi du strontium dans quelques aragonites.

Le minéral **bromlite** (ou alstonite), mentionné ci-dessus, se rencontre en petites bipyramides hexagonales ressemblant à de la withérite, mais quelquefois avec une teinte rose, à Bromley Hill près d'Alston, et correspond à la dolomie dans le groupe de la calcite ; sa composition correspond quelquefois à $CaCO_3 . BaCO_3$, et son poids spécifique, 3,706, est plus grand qu'il ne correspondrait à un mélange d'aragonite et de withérite dans ces proportions, de sorte qu'il peut être un sel double ; mais il varie considérablement en composition, et il peut par conséquent être un mélange isomorphe de ce sel double avec de l'aragonite et de la withérite.

RELATION ENTRE LES GROUPES DE LA CALCITE ET DE L'ARAGONITE

Il résulte clairement des pages précédentes que les carbonates de Ca, Mg, Ba, Sr, Fe, Co, Mn, Zn, Pb, doivent être regardés comme isodimorphes et capables de former des mélanges isomorphes, à la fois dans leurs modifications hexagonale et orthorhombique ; par suite de l'évidence fournie par la dolomie et la bromlite, il est probable qu'ils peuvent aussi s'unir en proportions moléculaires ; dans ce cas, le sel double est lui-même isomorphe avec le groupe. Mais il est intéressant de trouver qu'un second composé moléculaire du baryum et du calcium est aussi représenté par $BaCa(CO_3)_2$, qui cristallise dans le système monoclinique et ne peut être rapporté ni à l'un ni à l'autre groupe. C'est le minéral **barytocalcite**, qu'on trouve aussi à Alston, et qui se présente en cristaux blancs translucides représentés par la figure 555. Le minéral à quelques égards ressemble à la calcite, car il y a un clivage parfait parallèle à m {110}, et un clivage à peu près parfait parallèle à C {001} ; les angles $Cm = (001) : (110) = 74°6'$ et $mm = (110) : (1\bar{1}0) = 73°6'$ sont à peu près égaux à $RR = (100) : (010) = 74°55'$, de la calcite ; la bissectrice aiguë négative (avec un angle axial très petit) est presque

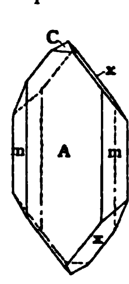


Fig. 555. — Barytocalcite. A {100}, m {110}, C {001}, x {$\bar{1}21$}.

également inclinée sur C (001), *m* (110), *m* (1$\bar{1}$0), de sorte que sous le microscope des fragments de ce minéral pourraient être pris à tort pour de la calcite.

La seule substance qui soit dimorphe et qui appartienne aux deux groupes est $CaCO_3$; le caractère hexagonal de quelques $BaCO_3$, $SrCO_3$, et $PbCO_3$ est déduit de leur présence dans certaines variétés de calcite ; tandis qu'une variété de $ZnCO_3$ est indiquée par la présence de Zn dans l'aragonite et la cérusite.

Parmi les carbonates de chaux massifs et fibreux, les variétés fibreuses et celles qui ne montrent pas de clivage bien défini, ont généralement été rapportées à l'aragonite.

LES CARBONATES BASIQUES

Chessylite. — Carbonate basique de cuivre ; $2CuCO_3 . Cu(OH)_2$; CuO = 69,2 ; CO_2 = 25,6 ; H_2O = 5,2. Monoclinique.

$a : b : c = 0{,}850 : 1 : 1{,}760. \quad \beta = 87^\circ 36'.$

$m = \{110\}$, C = $\{001\}$, $k = \{111\}$, $l = \{013\}$.

mm = (110) : (1$\bar{1}$0) = 80° 41' ; kk = (111) : (1$\bar{1}$1) = 73° 56' ;

Cm = (001) : (110) = 88° 10'.

Ck = (001) : (111) = 68° 12' ; Cl = (001) : (013) = 30° 24'.

Clivage $\{011\}$ bon. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 4 ; G = 3,8. Bleu foncé. Trait bleu de smalt. Lustre vitreux. Translucide. Biréfringence positive ; $\gamma - \alpha = 0{,}2$. Plan des axes perpendiculaire à (010). Bissectrice aiguë inclinée de 15° sur la normale à C et de 77° 24' sur la normale à A. 2E = 151°. $\rho > v$. Facilement fusible. Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Chessy** (près de Lyon, France).

Malachite. — Carbonate basique de cuivre ; $CuCO_3 . Cu(OH)_2$; CuO = 71,9 CO_3 = 19,9 ; H_2O = 8,2. Monoclinique.

$a : b : c = 0{,}881 : 1 : 0{,}401. \quad \beta = 61^\circ 50'.$

$m = \{110\}$, C = $\{001\}$, A = $\{110\}$.

AC = (100) : (001) = 61° 50' ; mm = (110) : (1$\bar{1}$0) = 75° 40'.

Mâclée sur (100). Clivage $\{010\}$ et $\{001\}$ parfait. Cassante. Fracture inégale. D = 3 1/2. G = 4,0. Couleur vert émeraude. Trait vert vert-de-gris. Lustre sub-adamantin. Translucide ; $\beta = 1{,}88$. Biréfringence négative ; $\gamma - \alpha = 0{,}2$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë inclinée de 66° 30' sur la normale à A et de 4° 40' sur la normale à C. 2E = 89° 18' ; $\rho < v$. Facilement fusible (2). Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Rheinbreitbach** (près de Coblence).

Chessylite et Malachite — Les deux carbonates basiques de cuivre sont des minéraux frappants à cause de leur couleur. La chessylite,

azurite (allemand, Kupferlasur) dérive ses deux noms de sa remarquable couleur bleue ; le nom anglais de Chessylite dérive de Chessy, près de Lyon, où les mines de cuivre ont donné les plus beaux cristaux connus (fig. 556 et 557) ; ils sont très parfaits et ont des faces lustrées. Le minéral n'est transparent que quand il est très mince. Les

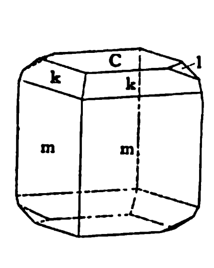


Fig. 556. — Chessylite, *m* }110{. C }001{, *k* }111{, *l* }013{.



Fig. 557. — Chessylite de Chessy.

variétés terreuses ont une couleur bleu de smalt plus claire que les cristaux.

La malachite (du mot grec μαλάχη mauve) est rarement cristallisée, mais se trouve le plus souvent (par exemple, à Nizhni Tagil et Gumeschev, dans l'Oural), comme masses compactes, ou curvilaminaires, nodulaires, mamillaires, et botryoïdes. Elles ont quelquefois une structure fibreuse. La figure 558 est celle d'un échantillon taillé et poli. Les meilleurs cristaux sont des prismes minces trouvés à Betzdorf en Westphalie et à Dillenburg dans le Nassau ; les premiers montrent très clairement la mâcle.

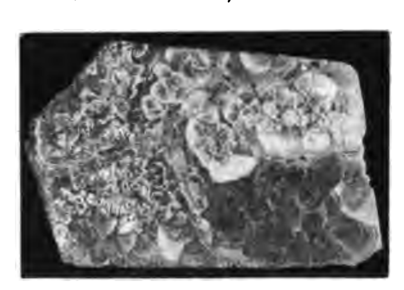


Fig. 558.

La chessylite passe facilement à la malachite en perdant CO_2 et en gagnant de l'eau. Les cristaux de chessylite sont quelquefois transformés en malachite à une extrémité et les deux minéraux sont presque invariablement associés ensemble. La malachite en particulier est un produit de décomposition très commun des minerais de cuivre et la présence de ces minerais est généralement indiquée par des produits de décomposition bleus et verts.

A Chessy, en outre des cristaux de la figure 557, on trouve des con-

crétions sphériques de chessylite, la plupart de la grosseur d'une noix, qui se composent de petits cristaux.

Près de Clifton en Arizona, on rencontre des groupes stalactiques, qui se composent de couches alternantes de malachite et de chessylite.

La majeure partie de la malachite employée pour des objets d'ornement a été apportée de l'Oural, spécialement des mines de cuivre de Nizhni Tagil, où l'on en a trouvé des quantités énormes. Une masse dans l'École des Mines de Saint-Pétersbourg pèse 90 pouds (= 1470 kilogrammes).

Note sur la distinction de la calcite et de l'aragonite.

On a montré récemment qu'une méthode simple et efficace pour faire la distinction entre la calcite et l'aragonite consiste à faire bouillir le minéral réduit en poudre avec une solution diluée de nitrate de cobalt; l'aragonite devient rouge lilas, tandis que la calcite devient bleu de lavande, ou reste blanche ou jaunâtre s'il y a des traces de fer présentes.

SECTION XV

SILICATES DES MÉTAUX DIVALENTS

LES SILICATES FERRO-MAGNÉSIENS

GROUPE DE L'OLIVINE

		a		*b*		*c*
Forstérite	Mg_2SiO_4	0,4648	:	1	:	0,5857
Olivine	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	0,4657	:	1	:	0,5865
Fayalite	Fe_2SiO_4	0,4584	:	1	:	0,5793
Téphroite	Mn_2SiO_4	0,4600	:	1	:	0,5938

Olivine. — Silicate de magnésium et de fer; $(Mg, Fe)_2 SiO_4$; pour Mg_2SiO_4 (forstérite), MgO = 57,1 ; SiO_2 = 42,9. Pour Fe_2SiO_4 (fayalite), FeO = 70,6 ; SiO_2 = 29,4 ; pour $9Mg_2SiO_4$. Fe_2SiO_4 (chrysolite), MgO = 49,2; FeO = 9,8, SiO_2 = 41,0. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,466 : 1 : 0,586.$$

A = }100{, B = }010{, C = }001{, *m* = }110{, *s* = }120{, *d* = }101{, *e* = }111{, *k* = }021{.

$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 49° 57'$; $Ad = (100) : (101) = 38° 37'$; $de = (101) : (111) = 20° 2'$.

$ss = (120) : (1\bar{2}0) = 85° 57'$.

Mâclée sur (011). Clivage }010{, }100{ imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 7 ; G = 3,4. Vert jaunâtre. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente; $\beta = 1,678$, $\gamma = 1,697$. Biréfringence positive: $\gamma - \alpha = 0,036$. Plan des axes (001); bissectrice aiguë perpendiculaire à A (100). 2H = 106° 20'. Dispersion faible, $\rho < v$. Infusible. Décomposée par l'acide chlorhydrique

La **forstérite** se rencontre en cristaux incolores et jaunes, ou en aggrégats granulaires cristallins, avec le spinelle dans les éjections volcaniques du Monte Somma (Vésuve).

La **fayalite**, ou olivine ferrugineuse, est un des produits cristallins les plus communs des scories de fer, dans lesquelles elle apparaît sous forme de rhombes tabulaires (combinaison de B, *k*, et *m*) noirs opaques, mais possédant un lustre vitreux typique. On la trouve en petits cristaux dans la rhyolite de Yellowstone National Park (Wyoming) et en nodules dans le granite des Mourne Mountains en Irlande. Le

nom de fayalite a été donné originalement à une substance de l'île Faya des Açores, qui peut toutefois être seulement une scorie de fer apportée primitivement sur cette côte comme ballast de navire.

La **téphroïte** se trouve comme minéral clivable gris, avec la zincite, la willémite et la franklinite à Franklin (New-Jersey) et avec la rhodonite et autres minéraux manganésifères à Pajsberg en Suède. Elle a été nommée d'après (τεφρός = couleur de cendre).

De nombreux mélanges de ces composés les uns avec les autres et avec les composés analogues du calcium, qui ne se trouve pas comme minéral distinct, constituent le reste du groupe de l'olivine. Parmi ceux-ci le mieux défini est la **monticellite**, $MgCASiO_4$, minéral très rare trouvé en cristaux jaunâtres au Mont Vésuve, qui peut être un sel double, puisque l'analyse correspond à une molécule de forstérite unie à une de Ca_2SiO_4.

L'**olivine** est généralement prise pour comprendre les mélanges ayant la constitution $nMg_2SiO_4 + Fe_2SiO_4$, où n varie de 12 à 3.

Dans tous ces minéraux le plan des axes est (001) et les axes optiques émergent presque normalement aux faces s, l'angle vrai 2V étant de 87°46′ (lumière de Na) pour l'olivine.

Des cristaux verts avec une surface métallique jaune due à l'altération, trouvés dans la limburgite du Kaiserstuhl, près de Freiburg dans le duché de Bade, sont distingués sous le nom d'*hyalosidérite* ; dans ceux-ci, $n = 2$ et la forme cristalline est légèrement différente; mm = (110) : (1$\bar{1}$0) = 50°104, au lieu de 49°57 ; ceci peut être un autre sel double.

Quelques olivines sont titanifères, probablement à cause d'un intermélange avec un titanate isomorphe.

L'olivine ne se trouve que rarement cristallisée sur une grande échelle, mais dans quelques-unes des roches éruptives plus basiques (basaltes, etc,) de petits cristaux bien définis sont communs, et ils peuvent être reconnus à leur forme typique dans les coupes microscopiques; cette dernière, avec l'indice de réfraction élevé, la forte biréfringence, le grand angle des axes et le clivage imparfait, sert à identifier le minéral et à le distinguer de l'augite. Par suite de ces caractères, les coupes d'olivine présentent un fort relief, comme le grenat et le sphène, et polarisent en couleurs brillantes du second ordre.

Dans les échantillons de roches on peut généralement la discerner à l'œil sous forme de vésicules ou de grains vitreux rougeâtres.

L'olivine est un constituant essentiel de beaucoup des roches basiques et ultra-basiques; et c'est par le fait un de leurs minéraux les plus caractéristiques.

Dans les roches à structure granitique (gabbros à olivine, norites à olivine, péridotites, etc.) elle se rencontre habituellement en grains cristallins; dans celles à structure trachytique (dolérites, basaltes, etc.) elle se présente habituellement en cristaux très symétriques à section hexagonale allongée. Dans ces roches elle a été toujours un des premiers minéraux à cristalliser. On voit dans beaucoup de basaltes de grandes taches vertes d'olivine, par exemple, dans celui d'Unkel, dans la Prusse Rhénane, et dans quelques-unes des laves du Vésuve.

Parmi les roches ultra-basiques, elle est quelquefois le minéral prédominant et, associée avec la diallage ou la bronzite, elle peut constituer une *roche à olivine*; à Dun Mountain (Nouvelle-Zélande) elle se rencontre en telle quantité, associée à la chromite seule, qu'elle y constitue une masse rocheuse connue sous le nom de *dunite*. Dans les roches basiques elle est habituellement associée avec d'autres minéraux ferro-magnésiens. L'olivine se trouve aussi dans certains talcschistes et dans les calcaires granulaires associés avec les schistes cristallins; elle est aussi l'un des constituants les plus importants des météorites.

Les mâcles (sur 011 ou 012) sont très rares, et sont presque limitées aux cristaux microscopiques qu'on trouve dans les coupes de roches.

L'olivine devient gélatineuse par les acides, les variétés ferrugineuses cèdent le plus facilement; celles-ci sont aussi les plus fusibles.

L'olivine est particulièrement susceptible de se transformer par altération en serpentine, silicate magnésien massif $H_4Mg_3Si_2O_9$, et la majeure partie de la serpentine provient de la décomposition des roches à olivine.



Fig. 559. — Olivine serpentinisée de Snarum (Norvège).

A Snarum, en Norvège, on a trouvé dans la serpentine de grands cristaux verdâtres représentés dans la figure 559. Ils se composent presque entièrement de serpentine pure, et, quand on les a découverts, on avait supposé qu'ils étaient des cristaux de ce minéral. Mais ils ont la forme de l'olivine du Vésuve, bien que sur une plus grande échelle, et ils renferment quelquefois un noyau d'olivine non altérée, de telle sorte que leur dérivation de ce minéral est mise hors de doute. On peut ordinairement reconnaître l'olivine dans les coupes de roches par sa décomposition en serpentine; par suite de l'absence de clivage

défini, elle est habituellement traversée de fentes irrégulières et la décomposition commençante se produit le long de ces fentes et les remplit de serpentine verte ou d'hydrates ferriques bruns.

Le terme de chrysolite, vieux nom classique, qui dans Pline se rapporte probablement à la topaze, est maintenant restreint habituellement aux cristaux clairs jaunes ou verts apportés de l'Est pour l'usage des bijoutiers. Leur localité est inconnue mais on dit qu'ils proviennent de la mer Rouge. Ce sont des cristaux tubulaires, en raison de la prédominance de A }100{, qui est striée verticalement; la soi-disant chrysolite du Brésil et de Ceylan est principalement du chrysobéryl.

Les cristaux vert olive et vert bouteille sont aussi employés en joaillerie et sont connus sous le nom de *péridots*, vieux nom de ce minéral.

SECTION XVI

SILICATES DES MÉTAUX DIVALENTS

LES SILICATES FERRO-MAGNÉSIENS (*Suite*)

GROUPE DU PYROXÈNE

Le nom de pyroxène avait été primitivement donné par Haüy à certains cristaux verdâtres trouvés dans les laves du Vésuve, de l'Etna et d'Auvergne, et aussi d'Arendal en Norvège. Il mentionne comme leur trait essentiel un clivage d'environ 88° et il leur donne le nom de *étranger au feu* (de πῦρ et ξένος) comme indication de son opinion qu'ils étaient seulement pris par accident dans les laves qui les contiennent. Ce nom est une erreur, car le pyroxène est l'un des minéraux les plus caractéristiques d'un grand groupe de roches basiques ignées. Beaucoup de minéraux, qui ont été décrits sous des noms différents et de composition très différente, ont été rapportés au pyroxène, et par suite ce nom est employé pour tout un groupe. On se sert encore des vieux noms pour distinguer les divers membres de ce groupe important, maintenant qu'ils ont été classifiés suivant leur composition chimique.

Le groupe du pyroxène embrasse des minéraux qui, excepté quand ils contiennent de l'alumine, peuvent être rapportés au type $R''SiO_3$, et possèdent un clivage facile d'environ 87°,5; ils forment un groupe bien défini de minéraux, qui passent les uns aux autres par une série de mélanges isomorphes; ils renferment des minéraux qui n'appartiennent à pas moins de trois systèmes différents.

PYROXÈNES MONOCLINIQUES

Diopside. — $CaMg(SiO_3)_2$; $CaO = 25,9$; $MgO = 18,5$; $SiO_2 = 55,6$. Monoclinique; symétrie équatoriale (?).

$$a : b : c = 1,0921 : 1 : 0,5893. \qquad \beta = 74°10'.$$

$$m = \{110\},\ A = \{100\},\ B = \{010\},\ C = \{001\},\ u = \{111\},\ p = \{10\bar{1}\},$$
$$s = \{\bar{1}11\},\ o = \{\bar{2}21\}.$$

$mm = (110):(\bar{1}10) = 87°12'$; $AC = (100):(001) = 74°10'$; $uu = (111):(1\bar{1}1) = 48°29'$.
$ss = (\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1)$ 59° 11'; $Cp = (00\bar{1}):(10\bar{1}) = 31°20'$; $Cu = (001):(111) = 33°49'$.
$Cm = (001):(110) = 79°9'$; $mo = (110):(\bar{2}21) = 35°0'$; $so = (\bar{1}11):(\bar{2}21) = 58°49'$.

Mâclé sur (100). Clivage }110{ parfait; (100), (010) imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 5 1/2; G = 3,3. Vert clair. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent; $\beta = 1,681$; $\gamma = 1,703$. Biréfringence positive forte; $\gamma - \alpha = 0,030$. Plan des axes (010); bissectrice aiguë inclinée de 21° 45′ sur la normale à C et de 52° 25′ sur la normale à A. 2E = 112°; $\rho > v$. Fusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Ala** (Piémont) (fig. 561).

L'**augite** renferme Al_2O_3 et Fe_2O_3 en plus des constituants du diopside. Couleur noire. Caractères à peu près les mêmes que ceux du diopside.

Diopside. — Le caractère d'un pyroxène typique peut être étudié au

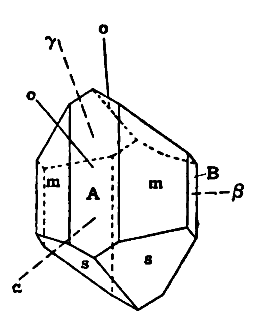


Fig. 560. — Augite, A }100{, *m* }110{, B }010{, *s* }11$\bar{1}${.

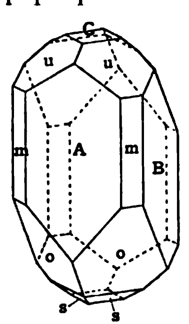


Fig. 561. — Diopside, A }100{, *m* }110{, B }010{, *u* }111{, *o* }22$\bar{1}${, *s* }11$\bar{1}${.

mieux dans les cristaux verts clairs de diopside qu'on trouve, avec du grenat cristallisé, dans une masse de roche à grenat dans la vallée

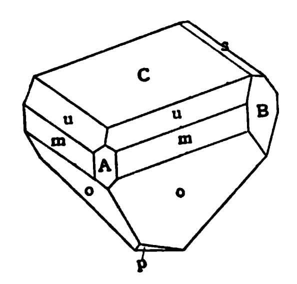


Fig. 562. — Diopside, A }100{, *m* }110{. B }010{, C }001{, *u* }111{, *s* }$\bar{1}$11{. *o* }22$\bar{1}${, *p* }10$\bar{1}${.

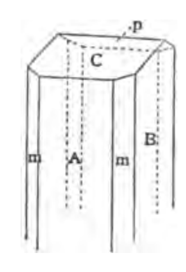


Fig. 563. — Augite, A }100{, *m* }110{, B }010{, C }001{, *p* }$\bar{1}$01{, de Nordmarken.

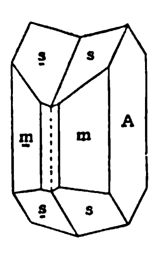


Fig. 564. — Augite, mâclée sur (100).

d'Ala dans le Piémont (fig. 566). Ils sont généralement une combinaison de B }010{, A }110{, *m* }110{, *u* }111{, *o* }$\bar{2}$21{, C }001{, de l'habitus que montre la figure 561. Les cristaux vert pâle sont souvent d'un vert plus foncé à une extrémité, et ceci semble accompagné par le développe-

ment de certaines faces à cette extrémité, comme si le cristal pouvait être terminé différemment à ses deux extrémités (classe III, page 334). On a par le fait trouvé dans l'Orange Co-New-York des cristaux ne possédant qu'un plan, et non un axe de symétrie, terminés à une extrémité par }001{, }111{, et à l'autre extrémité par }22$\bar{1}${, }10$\bar{1}${ (fig. 562).

La mâcle sur A est commune ; ou bien les deux individus sont réunis par cette face (fig. 564), ou bien un cristal est traversé par des lamelles mâclées qui lui sont parallèles. Il y a quelquefois aussi des lamelles mâclées parallèles à C }001{.

Voici une analyse d'un cristal incolore d'Ala :

SiO_2	CaO	MgO	FeO
54,74	26,03	17,02	2,91.

qui indique un silicate à peu près pur de chaux et de magnésie, avec seulement un léger remplacement de ce dernier constituent par de l'oxyde ferreux.

L'extinction sur B est de 36°5′ (= $c\gamma$).

Un diopside incolore de Nordmarken en Suède, qui est presque identique avec le minéral d'Ala comme composition, a donné une extinction de 38°3′. On ne salt pas bien exactement quelle serait l'extinction d'un diopside ne contenant pas de fer.

D'autres minéraux, qu'on pourrait appeler diopside, comme étant principalement des silicates calcaro-magnésiens, contiennent une bien plus grande proportion de fer, et quelquefois aussi de manganèse, et le changement de composition est accompagné d'un changement des caractères physiques.

Les observations suivantes ont été faites par Dœlter sur (A) un pyroxène noir de Nordmarken, et (B) sur un pyroxène massif de couleur foncée de Tunaberg en Suède, auquel Berzeluis avait donné le nom d'hedenbergite (du nom du chimiste suédois Hedenberg), avant qu'on ait reconnu que le minéral appartient à la famille du pyroxène.

	SiO_2	Al_2O_3	De_2O_3	FeO	CaO	MgO	Extinction $c\gamma$.
(A)	50,91	0,17	0,76	17,34	22,93	7,21	46° 45′
(B)	47,62	1,88	0,10	26,29	21,53	2,76	47° 50′

Ici une augmentation dans le pourcentage du fer paraît entraîner un accroissement de l'angle d'extinction ; d'autres observations ont confirmé cette conclusion.

Dans les deux analyses ci-dessus, il s'introduit un nouveau trait, car de petits pourcentages des sesquioxydes commencent à se montrer ;

on a trouvé en fait qu'un très grand nombre de pyroxènes contiennent des proportions variables d'alumine et d'oxyde ferrique, qui peuvent même s'élever jusqu'à 20 p. 100. En 1858, Rammelsberg insistait sur la nécessité de distinguer entre l'oxyde ferreux et l'oxyde ferrique dans les analyses des pyroxènes, et les analyses postérieures à cette date nous permettent maintenant de diviser les pyroxènes monocliniques en deux classes : 1° les diopsides, ou pyroxènes ne contenant pas de sesquioxydes et 2° les augites, ou pyroxènes dans lesquels les sesquioxydes sont présents.

Beaucoup de diopsides peuvent être représentés par une combinaison d'une molécule de $CaSiO_3$ avec une molécule de $MgSiO_3$; mais une con-

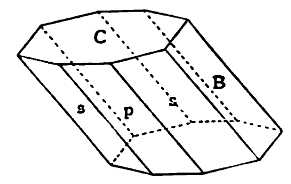


Fig. 565. — Schefférite, B }010{, C }001{, p }10$\bar{1}${, s }1$\bar{1}$1{.

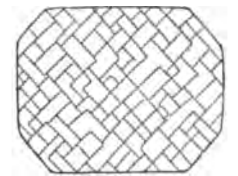


Fig. 566. — Augite, coupe perpendiculaire à la zone du prisme.

sidération des diopsides ferrugineux a conduit Wülfing à la conclusion que les membres de cette série doivent être regardés comme des mélanges isomorphes, en proportions variables des silicates $CaMgSi_2O_6$, $CaFeSi_2O_6$ et $MgFeSi_2O_6$. Le premier de ceux-ci est le diopside proprement dit d'Ala ; le second est le minéral cité plus haut sous le nom d'hédenbergite ; le troisième n'est pas connu comme minéral distinct parmi les pyroxènes monocliniques, non plus que les composés correspondants du manganèse.

Dans les pyroxènes manganésifères (quelquefois distingués sous le nom de schefférite) une augmentation du manganèse agit comme une augmentation du fer, et rend l'angle d'extinction plus grand. Flink a trouvé que cet angle va jusqu'à 69° dans une schefférite ferrugineuse de Pajsberg en Suède.

L'**augite**, mot emprunté à Pline, était un nom dont on se servait avant celui de pyroxène et il s'appliquait aux cristaux opaques trouvés dans beaucoup de laves basaltiques ; ils étaient distingués de la tourmaline et de la horneblende et reconnus comme une espèce séparée par Werner vers 1792.

L'augite typique se rencontre en cristaux porphyritiques noirs dans le basalte et les roches basaltiques de beaucoup de parties du monde ;

l'habitus est habituellement celui de la figure 560, et les cristaux sont souvent mâclés sur A }100{, comme dans la figure 564. Quand le basalte se décompose en une matière argileuse, l'augite reste comme cristaux séparés, et l'on trouve des échantillons de ce genre dans toutes les collections minérales ; tels sont les cristaux de Bilin et autres localités de Bohême, et ceux du Mont Bufaure dans la Fassathal (Tyrol). Ces derniers, qu'on trouve comme constituants porphyritiques dans un mélaphyre altéré, ont les faces courbes de *n* }$\bar{1}$02{, qui, dans les cristaux mâclés forment une terminaison arrondie à une extrémité de la mâcle.

Ces augites basaltiques noires ressemblent exactement aux horneblendes basaltiques comme couleur et apparence, mais elles peuvent s'en distinguer par le clivage presque rectangulaire. Dans des fragments ou des coupes minces, elles sont brunes et transparentes, et le minéral se reconnaît facilement dans les coupes microscopiques par son fort relief, sa couleur brune et les fentes de clivage. On verra par la figure 560 et par les descriptions de la page 195, qu'un axe optique émerge à travers le plan basal C et l'autre obliquement à travers l'orthopinacoïde A. Par suite des coupes perpendiculaires au prisme *m* présenteront une série de fentes de clivage presque rectangulaires (fig. 566), dont les angles sont bissectés par les directions d'extinction ; et examinées en lumière convergente, elles montrent un axe optique presque central ; les coupes parallèles à A donnent des fentes de clivage parallèles, une extinction droite et un axe optique près du bord du champ. Si ces dernières coupes sont celles d'un cristal mâclé, et se composent de deux plaques qui se recouvrent, la position d'extinction de chaque plaque donnera un axe optique, et la figure d'interférence peut être confondue avec celle d'un cristal biaxe taillé perpendiculairement à la bissectrice aiguë ; si on l'examine en lumière monochromatique, la forme des anneaux dans la position diagonale montrera immédiatement qu'elle est une figure composée.

Dans la série de l'augite, comme aussi dans celle des diopsides, les caractères optiques changent avec la composition ; l'angle d'extinction sur le clino-pinacoïde B varie depuis environ 37° jusqu'à 50° ; généralement parlant, il paraît croître avec le pourcentage du fer.

On a été longtemps dans le doute sur ce qu'est l'alumino-silicate isomorphe avec le diopside qui entre dans la composition du groupe de l'augite ; les analyses s'expliquent maintenant d'une manière générale (suivant la suggestion de Tschermak) par des mélanges isomorphes de la molécule du diopside $CaMgSi_2O_6$ avec l'alumino-silicate $R''Al_2SiO_6$ (ou $R''Fe_2SiO_6$).

Les observations de Dœlter montrent que, si l'on construit une courbe avec les angles d'extinction pour abscisses et les pourcentages d'oxyde ferreux comme ordonnées, ce n'est pas une courbe continue ; ses analyses peuvent cependant s'exprimer par des mélanges à proportions variables de la molécule du diopside avec les silicates $CaFeSi_2O_6$, $MgFeSi_2O_6$, $MgAl_2SiO_6$ et $Na_2Al_2SiO_6$, et si l'on prend la somme des quatre derniers comme ordonnées, on obtient une courbe continue. Il paraît donc que, dans la série de l'augite, l'angle d'extinction B augmente lorsque la proportion du silicate $CaMgSi_2O_6$ diminue, et l'on a montré ci-dessus que ceci est vrai aussi pour la série du diopside.

L'angle d'extinction est un caractère que l'on mesure facilement et il est utile pour distinguer le minéral dans des fragments de clivage ou dans des coupes ; la variation des autres caractères optiques et du poids spécifique est mise en évidence dans le tableau suivant par les minéraux qu'on a déjà cités ci-dessus.

D'accord avec le diagramme de la page 171, l'angle d'extinction sur les plaques de clivage *m* dépendra de l'angle optique axial 2V et de l'angle $c\gamma$. Ce dernier varie depuis environ 36° jusqu'à 54°

	β	γ — α	2ENa	EXTINCTION sur m.	POIDS spécifique.
Diopside, Ala.	1,680	0,029	112°	34°	3,90
Hédenbergite, Tunaberg .	1,737	0,019	120°	42°	3,492
Augite Nordmarken . . .	1,690	0,030	120°	34°	3,311

Le pléochroïsme des pyroxènes est extrêmement faible et jusque dernièrement le caractère habituel employé pour distinguer un pyroxène d'une amphibole dans les coupes de roches était le pléochroïsme de cette dernière ; mais, en réalité, les diopsides et augites colorés montrent généralement un changement de couleur distinct quand on les fait tourner sur la platine du microscope au-dessus du polariseur.

En outre du diopside d'Ala et de New-York, d'autres échantillons de pyroxène monoclinique montrent accidentellement une différence de terminaison aux deux extrémités du prisme, ce qui indique que le minéral possède probablement seulement un plan de symétrie et pas d'axe digonal qui lui soit perpendiculaire ; il appartient par suite à la classe III des pages 334-335. Ceci a été confirmé par les figures de cor-

rosion produites sur les faces du prisme par l'acide fluorhydrique ; cependant le minéral est généralement holosymétrique en apparence. Les pyroxènes monocliniques possèdent fréquemment une structure lamellaire parallèle à C (001), due à une mâcle suivant cette face ; les variétés de Sala en Suède et de Mussa-Alp dans la vallée d'Ala, possèdent une sorte de clivage parallèle à A (100) et C (001) ; on trouve qu'en réalité ce n'est pas un vrai clivage, mais une *séparation* due à ce fait que ces faces sont des plans de glissement et des plans de mâcles secondaires ; la séparation ne se produit que par places et pas uniformément à travers toute la masse du cristal, comme ce serait le cas pour un clivage vrai. Ces faces de séparation ont été le sujet de beaucoup d'études et elles sont supposées maintenant dues à la pression. Les échantillons massifs montrent souvent cette structure lamellaire.

Quelques localités remarquables :

Ala (Piémont). — Du diopside vert clair de l'habitus de la figure 567 (ressemblant quelquefois à la figure 563) se rencontre avec du grenat rouge cristallisé et de la chlorite écailleuse, revêtant des cavités dans une masse de roche à grenat contenant des grains de diopside et de chlorite et traversant la serpentine. Le contraste entre le diopside vert pâle, le grenat rouge riche et la chlorite vert foncé, fait de cette roche une des plus belles associations minérales qu'on trouve dans les collections. La figure 567 est celle d'un échantillon du British Museum.



Fig. 567. — Diopside avec grenat, d'Ala.

Mont Vésuve. — Quelques-unes des laves du Vésuve contiennent des cristaux porphyritiques noirs semblables à la figure 560. Dans les blocs éjectés du **Monte Somma**, on trouve de beaux cristaux incolores, jaunes, bruns ou noirs, tapissant des druses avec de la sanidine, anorthite, leucite, néphéline, etc. Quelques-uns sont très riches en faces et l'habitus peut être celui de la figure 561 ou de la figure 563.

Nordmarken (Suède). — Des cristaux verts foncés ou noirs, de taille considérable, ressemblant à ceux de la figure 563, tapissent des cavités dans le pyroxène massif granulaire vert des mines de fer magnétique. Avec eux sont associés la magnétite, chlorite et quelquefois la blende.

L'**Acmite**, ou ægirine, est un membre remarquable monoclinique du groupe du pyroxène, qui peut être décrit comme un diopside alcalin. Ce minéral a la composition $NaFeSi_2O_6$, correspondant à

Na_2O	Fe_2O_3	SiO_2
13,4	34,6	52,0

L'angle axial β est de 73° 11', au lieu de 74° 10', comme dans le diopside. Elle diffère aussi par ses caractères optiques du diopside et de l'augite. La biréfringence est négative ; β = 1,780 ; 2E = 134° 1/2. L'angle d'extinction sur B ($c:a$) est d'environ 5°. Pléochroïsme, α vert foncé, β vert pâle, γ jaune. Facilement fusible.

L'acmite originale se rencontre en prismes brun foncé ou vert, souvent courbés et brisés, dans le quartz, dans des filons pegmatitiques du granite d'Eker en Norvège ; sa forme est indiquée dans la figure 568. Elle est caractérisée par des pyramides pointues, d'où son nom de ακμή, une pointe ; *o* est }661{. La figure est renversée pour montrer les formes plus clairement. Le nom d'ægirine est donné à la variété qui se rencontre comme un constituant des syénites élaeolitiques de Norvège ; quelques-unes des roches du district de Christiana se composent principalement d'ægirine et de feldspath, souvent avec quartz et néphéline ; et des roches semblables se trouvent en Abyssinie et à Madagascar. Le pléochroïsme de l'ægirine est : α vert d'herbe, β vert pâle, γ brun ; et il est très caractéristique pour le minéral.

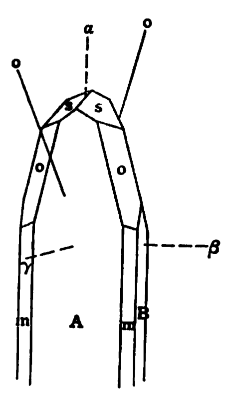


Fig. 568. — Acmite. A }$\bar{1}$00{, *m* }$\bar{1}$10{, B }0$\bar{1}$0{, *s* }$\bar{1}$11{, *o* }$\bar{6}$61{.

PIROXÈNES ORTHORHOMBIQUES

Enstatite. — Silicate de magnésium : $MgSiO_3$; MgO = 40,0 ; SiO_2 = 60,0 ; contient aussi du fer. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,970 : 0,570.$$
$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 88^\circ 20'.$$

Clivage }110{, }010{. Cassant. Fracture inégale. D = 5 1/2 ; G = 3,2. Blanc. Trait blanc. Lustre vitreux. Translucide ; β = 1,659. Biréfringence faible positive ; γ — α = 0,009. Plan des axes (010) ; bissectrice aiguë normale à (001). 2H = 79°. $\rho < v$. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les prismes imparfaits du **Mont Zdjar** en Moravie.

Le minéral du mont Zdjar en Moravie a été décrit par Kenngott sous le nom d'**enstatite** en 1855 ; on l'avait regardé précédemment comme

de la scapolite et il indiqua la ressemblance chimique étroite entre ce minéral, les augites et deux autres substances qu'on avait connues depuis le temps d'Haüy sous le nom d'hypersthène et bronzite ; ces dernières étaient des minéraux lamellaires et fibreux, sans forme cristalline définie et par suite difficiles à placer dans le système. L'hypersthène et la bronzite ne diffèrent de l'enstatite qu'en ce qu'elles contiennent du fer qui remplace Mg. Des Cloiseaux montra par leurs caractères optiques que ces trois minéraux sont orthorrhombiques, et la découverte opportune par Von Lang (1871) de cristaux mesurables dans une météorite qui tomba à Breitenbach en Bohême, compléta la détermination de l'espèce. Dans la même année de petits cristaux tabulaires trouvés dans un bloc volcanique éjecté à Laach dans la Prusse Rhénane furent décrits par vom Rath sous le nom d'amblystégite à cause de leurs terminaisons en dômes plats ; et l'on trouva bientôt qu'ils étaient identiques avec l'enstatite de la météorite.

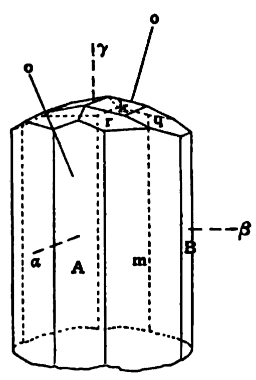


Fig. 569. — Enstatite. A }100{, *m* }110{, B }010{, *k* }012{, *q* }023{, *r* }223{.

Subséquemment (1874) d'énormes cristaux (fig. 569) trouvés dans les schistes apatitifères de Bamle en Norvège, furent identifiés par Brögger et vom Rath comme étant aussi de l'enstatite. Ces observations établirent l'existence d'un groupe de pyroxènes rhombiques.

Ils diffèrent des pyroxènes monocliniques en ce qu'ils ont une extinction droite à travers le prisme et }010{, tandis que l'augite a un angle d'extinction de 40° 50′ au travers de (010) et d'environ 35° au travers de }110{. Ils montrent un clivage bien marqué ou une séparation parallèle à }010{ ; ils sont plus pléochroïques que l'augite, α brun rougeâtre, β brun jaunâtre, γ vert. Ces caractères servent à identifier l'enstatite dans les coupes de certains trachytes, andésites, etc., dans lesquels elle figure comme un constituent essentiel de la roche.

PYROXÈNE TRICLINIQUE

Rhodonite. — Silicate de manganèse ; $MnSiO_3$; $MnO = 54,1$; $SiO_2 = 45,9$. Triclinique.

$$a : b : c = 1,073 : 1 : 0,621.$$

$$\alpha = 103^\circ\ 10', \beta = 108^\circ\ 44', \gamma = 81^\circ\ 39'.$$

$$m = \}110\{, M = \}1\bar{1}0\{, C = \}001\{, B = \}010\{, n = \}22\bar{1}\{, k = \}2\bar{2}\bar{1}\{.$$

$$mM = (110) : (1\bar{1}0) = 87^\circ\ 32', Cm = (001) : (110) = 68^\circ\ 45',$$

$$CM = (001) : (1\bar{1}0) = 86^\circ\ 24'.$$

Clivage }1$\bar{1}$0{ }110{ parfait; }001{ bon. Cassante. Fracture inégale. D = 6; G = 3,6. Rouge chair. Trait blanc. Lustre vitreux. Translucide ; $\beta = 1,73$. Biréfringence, négative faible ; $\gamma - \alpha = 0,010$. Plan des axes incliné de 63° sur M et de 38° sur C ; bissectrice aiguë inclinée de 51° 47, sur la normale à M et de 51° 40′ sur la normale à C. 2H = 79° ; $\rho < v$. Fusible (2 1/2). En partie soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Langban** en Suède.

Ce minéral doit son nom à sa belle couleur rouge et il est employé comme pierre ornementale, spécialement en Russie, où on l'exploite en carrière en grandes quantités dans les monts Oural. Il contient généralement une proportion considérable de calcium et de fer ; le premier est dû à de la calcite intermélangée, qu'on peut déceler par l'effervescence avec l'acide chlorhydrique ; le fer peut être dû à un intermélange du silicate ferreux isomorphe $FeSiO_3$, **babingtonite,** qu'on trouve en petits cristaux en Norvège et dans les mines de fer d'Haytor dans le Devonshire, où on l'exploitait précédemment comme minerai de fer.

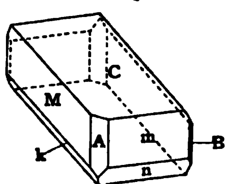


Fig. 570. — Rhodonite, A }100{, C }001{, *m* }110{ M }1$\bar{1}$0{, B }010{, *n* }22$\bar{1}${, *k* }2$\bar{2}\bar{1}${.

La rhodonite des mines de zinc de Sterling Hill (New-Jersey) contient environ 6 p. 100 de zinc et est connue sous le nom de fowlérite ; elle se rencontre (quelquefois en grands cristaux) avec la franklinite dans le calcaire.

GROUPE DE L'AMPHIBOLE

Les minéraux rapportés à ce groupe sont très semblables comme composition avec les pyroxènes ; quelques-uns des composés de Fe, Mg, ont à la vérité la même composition (Fe, Mg) SiO_3. Mais ils diffèrent des pyroxènes en ce qu'ils ont un clivage d'environ 56° au lieu de 87°. Le nom d'amphibole a été introduit par Haüy (ἀμφίβολος = douteux) pour remplacer celui de schorl, terme minier qui était appliqué à la fois à la tourmaline noire et à la horneblende ; ces deux minéraux se ressemblent étroitement entre eux comme forme. Horneblende est aussi un vieux nom minier. Le nom d'Haüy, amphibole, comme celui de pyroxène, peut commodément être gardé pour tout le groupe.

Comme l'angle de clivage de la horneblende commune est de 55° 49′ et que l'angle du prisme }210{ dans l'augite est de 55° 26′, on a souvent supposé que les deux sont réellement le même minéral et qu'ils diffèrent

simplement par leur forme et leur clivage. Rose a montré que la horneblende fondue recristallise comme augite.

Cependant l'étude de l'ouralite, minéral qui a les faces de l'augite et le clivage de la horneblende, a établi que les deux doivent être regardés comme des minéraux différents; celui-ci est clairement un produit d'altération de l'augite, une pseudomorphose d'augite en horneblende. De plus le silicate calcaro-magnésien, la trémolite, dans le groupe de l'amphibole, tout en se conformant à la formule $R''SiO_3$, comme le composé correspondant, diopside, dans le groupe du pyroxène, a réellement une composition différente ; car tandis que le diopside est CaMg $(SiO_3)_2$, la trémolite est CaMg $(SiO_3)_4$.

Le groupe de l'amphibole contient donc des minéraux qui ont un clivage facile d'environ 56° et qui, excepté quand ils renferment de l'alumine, peuvent être rapportés à la formule $R''SiO_3$; comme les pyroxènes, ils forment de nombreux mélanges isomorphes et appartiennent aux trois mêmes systèmes.

AMPHIBOLES MONOCLINIQUES

Trémolite. — $CaMg_3 (SiO_3)_4$; CaO = 13,45 ; MgO = 28,83 ; SiO_2 = 57,72. L'actinote contient aussi FeO. Système monoclinique.

$$a : b : c = 0{,}551 : 1 : 0{,}294. \qquad \beta = 73^\circ\, 58'.$$

$$m = \{110\},\ A = \{100\},\ B = \{010\},\ r = \{011\},\ p = \{10\bar{1}\},\ e = \{130\},\ t = \{101\}.$$

$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 55^\circ 49';\ rr = (011) : (0\bar{1}1) = 31^\circ 32';\ pr = (10\bar{1}) : (01\bar{1}) = 34^\circ 25'.$$

Mâclée sur A (100). Clivage {110} parfait; {100}, {010} imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 5 1/2. G = 3,1. Vert pâle. Trait gris. Lustre vitreux. Translucide; β = 1,62. γ = 1,63 Biréfringence négative, forte; $\gamma - \alpha$ = 0,028. Plan des axes (010); bissectrice aiguë inclinée de 15° sur la normale à A (100) et presque parallèle à A (001) ou à l'arête *rr*. 2V = 85°. $\rho < v$. Fusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Russell** (New-York) figure 572 (comparer fig. 571).

La **Horneblende** contient Al_2O_3 en Fe_2O_3 en plus des constituants de la trémolite. Couleur noire. Caractère, presque les mêmes que ceux de la trémolite.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Schima** (Bohême).

La **trémolite** et les autres amphiboles non alumineuses correspondant au dipside sont pour la plupart des cristaux colonnaires et fibreux sans terminaisons définies. Le nom de trémolite a été donné par allusion au Val Tremola (Saint-Gothard) ; toutefois la vraie trémolite, correspondant à la composition $CaMg_3 (SiO_3)_4$, ne se rencontre pas ici, mais dans la dolomie granulaire blanche de Campolongo (Tessin), où on la

trouve sous forme de cristaux translucides blancs ou verdâtres, combinaison de *m*B, en longs prismes semblables à des lames avec stries verticales.

Les cristaux verts trouvés dans un calcaire à Russel (New-York) sont bien terminés et ont les formes représentées dans la figure 572 (*e* = }130{, *t* = }101{). Ceux-ci, aussi bien que les cristaux verts de Gouverneur et les cristaux bruns de Pierrepont, ont à peu près la composition donnée plus haut pour la trémolite.

La figure 572 montre aussi comment les cristaux de Russell sont interpénétrés en position parallèle par du pyroxène, les faces A et B

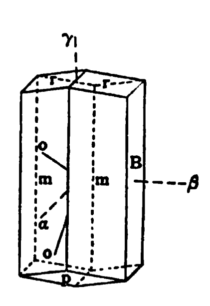


Fig. 571. — Horneblende *m* }110{, B }010{, *r* }011{, *p* }10$\bar{1}${,

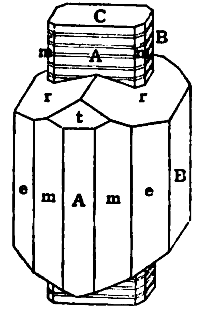


Fig. 572.— Amphibole englobant du pyroxène parallèle ; A }100{, B }010{, *m* }110{, *e* }130{, *t* }101{, *r* }011{, C }001{, de New-York.

étant parallèles dans chacun d'eux. Le plan basal C du pyroxène est presque parallèle à l'arête *rr* (= 011 : 0$\bar{1}$1) de la trémolite. C'est pour cette raison que *r* est pris pour }011{ ; on avait précédemment l'habitude de placer l'amphibole dans la position renversée et de faire *r* }$\bar{1}$11{.

La trémolite vraie est tout à fait pâle comme couleur ; à mesure que la proportion de fer s'accroît, la couleur devient vert foncé ; on donne le nom d'actinote (allemand, strahlstein) aux variétés qui renferment une proportion considérable de fer, jusqu'à 25 p. 100. L'actinote est aussi pléochroïque à un degré marqué : γ = vert, β = vert jaunâtre, α = jaune verdâtre ; l'orientation optique et les indices de réfraction sont pratiquement les mêmes que pour la trémolite. L'actinote est un minéral très commun dans les schistes cristallins ; on la trouve habituellement en aggrégats colonnaires ou fibreux.

La **Horneblende**, le minéral commun noir, qui correspond à l'augite dans le groupe du pyroxène, contient de l'alumine et généralement de l'oxyde ferrique. C'est un constituant des syénites et des diorites et de

beaucoup de schistes cristallins. L'amphibolite et le schiste à horneblende se composent entièrement de ce minéral.

Les propriétés de ce minéral s'étudient au mieux dans la variété connue sous le nom d'horneblende basaltique, qui se rencontre en cristaux porphyritiques dans quelques andésites, trachytes et basaltes; ce sont ces cristaux, de l'habitus représenté dans la figure 571, qu'on confondait antérieurement avec la tourmaline et qui étaient connus sous le nom de schorl.

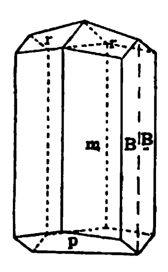
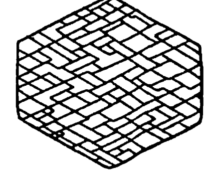


Fig. 573. — Horneblende mâclée sur (100).

On trouve d'excellents cristaux, séparés par atmosphérisation des basaltes altérés de Bilin et Schima en Bohême, et très semblables en apparence aux augites de la même localité mentionnées à la page 502. Ils sont souvent mâclés sur (100), comme dans la figure 573. Les cristaux mâclés peuvent se reconnaître facilement à ce qu'ils sont terminés à une extrémité par les deux faces (*p*) et à l'autre par les quatre faces (*r*), au lieu de trois, comme dans la figure 571. Les mâcles lamellaires parallèles à (001), comme celles du pyroxène, sont rares dans l'amphibole.

Les horneblendes basaltiques sont caractérisées par un angle d'extinction très bas sur B (angle entre α et la normale à (100), ou entre γ et l'arête B*m*), qui tombe à quelques degrés, comparé à l'angle habituel de 15° pour l'amphibole, et aussi par un très fort pléochroïsme, $\gamma =$ brun noir, $\alpha =$ jaune ; mais comme les horneblendes ordinaires acquièrent ces propriétés quand on les chauffe, et comme dans toutes les horneblendes basaltiques l'angle d'extinction peut être réduit à zéro en les chauffant dans de la vapeur surchauffée, il est possible qu'elles soient dues à une altération et soient des caractères acquis.

Sous le microscope, les coupes transversales d'amphibole sont faciles à reconnaître à leurs fentes de clivage caractéristiques ; si la coupe est perpendiculaire à la zone du prisme, leur angle est d'environ 56°; il est bissecté par les lignes d'extinction ; examinées en lumière convergente, elles donnent une bissectrice positive obtuse inclinée d'environ 15° sur la normale.


Fig. 574. — Horneblende, coupe perpendiculaire à la zone du prisme.

La composition des amphiboles alumineuses n'a pas encore été déterminée d'une manière aussi satisfaisante que celle des pyroxènes alumineux. Elles ne peuvent pas toutes s'expliquer par l'introduction de la molécule $R''Al_2SiO_6$, qui suffisait pour les pyroxènes. Tschemak introduit

en plus de la molécule de la trémolite, $CaMg_3(SiO_3)_4$, les molécules $CaMgAl_4\ (SiO_6)_2$ et $CaMg_2Al_2\ (SiO_4)_3$. Groth fait de la horneblende un mélange de $(SiO_3)_4\ Mg_3Ca\ (SiO_3)_2$ et $(SiO_3)_2\ Mg_2Al_2.\ (AlO)_2$. Scharizer a trouvé qu'une variété de l'île Jean Mayen, avec un pourcentage extrêmement élevé de sesquioxydes, a la composition $R''_3Al_2Si_3O_{12}$; il lui a donné le nom de *syntagmatite* employé précédemment pour la horneblende du Vésuve, qui a une composition quelque peu semblable et il a émis l'idée que toutes les amphiboles peuvent être regardées comme des mélanges isomorphes des molécules de la trémolite et de la syntagmatite.

Ainsi cette amphibole, comme bien d'autres, contient un certain pourcentage d'alcalis, dont deux atomes sont supposés généralement remplacer un atome de calcium des variétés non alcalines.

Il a plusieurs horneblendes rares à alcalis comparables à l'acmite. L'**Arfvedsonite** est une amphibole sodique trouvée en grands cristaux noirs dans la syénite néphélinique de Kengerdluarzuk (Groenland) et dans des roches semblables ailleurs. Le **Glaucophane** est un minéral pléochroïque bleu, qu'on trouve en grains dans certains micaschistes, gneiss et phyllites ; il a la composition $NaAlSi_2O_6$. RSi_2O où $R = Fe$, Mg, Ca, correspondant à la réunion d'une molécule du type de l'acmite avec une du type de l'enstatite. La **Riebeckite**, $2NaFeSi_2O_6$. $FeSiO_3$, est une autre amphibole bleue pléochtoïque de constitution semblable qu'on trouve dans des conditions bien semblables à l'aegirine.

Quelques localités remarquables :

Nous avons cité plus haut les gisements caractéristiques de **New-York**, **Campolongo** et **Bilin**.

Vésuve. — Les cristaux nets, brillants et noirs, appelés syntagmatite, se rencontrent avec de l'augite et du mica, quelquefois aussi de l'idocrase et du grenat, dans des cavités des blocs à sanidine du **Monte Somma**. Ce sont des prismes plats, en raison de la prédominance des faces *m*, et de l'absence de B ; ils sont habituellement terminés comme dans la figure 571.

AMPHIBOLE ORTHORRHOMBIQUE

Un minéral connu sous le nom d'**Anthophyllite** correspond à l'enstatite et à la composition (Mg, Fe) SiO_3 ; les meilleurs échantillons se trouvent en masses brunes fibreuses et écailleuses avec de la horne-

blende, trémolite et biotite, dans un micaschiste à Kongsberg en Norvège. Le clivage pinacoïdal {010} est moins apparent dans l'anthophyllite que dans l'enstatite ; le pléochroïsme est aussi moins marqué ; la biréfringence est plus grande, $\gamma - \alpha = 0,024$.

AMPHIBOLE TRICLINIQUE

La seule amphibole triclinique correspondant à la rhodonite et à la babbingtonite est un minéral très rare, connu sous le nom d'**ænigmatite**, qu'on trouve en grands cristaux noirs dans la syénite élœolitique de Jukiane Haab au Groenland. Il possède un clivage de 65° 55′ et c'est un titano-silicate de sodium, de fer et d'aluminium.

REVUE GÉNÉRALE DES GROUPES DU PYROXÈNE ET DE L'AMPHIBOLE

GROUPE DU PYROXÈNE		GROUPE DE L'AMPHIBOLE	
Orthorhombique.		*Orthorhombique.*	
Enstatite . . .	$MgSiO_3$	**Anthophyllite** .	$(Mg, Fe) SiO_3$
Hypersthène . .	$(Mg, Fe) SiO_3$		
Monoclinique.		*Monoclinique.*	
Diopside . . .	$MgCa (SiO_3)_2$	**Trémolite** . .	$CaMg_3 (SiO_3)_4$
Augite	$CaMg (SiO_3)_2$ $MgAl SiO_6$	**Actinote** . . .	$Ca (Mg, Fe)_3(SiO_3)_4$
Acmite. . . .	$NaFe''' (SiO_3)_2$	**Horneblende**. .	$Ca (Mg, Fe)_3(SiO_3)$ $CaMg_2 Al_2 (SiO_4)_3$
Spodumène . .	$LiAl (SiO_3)_2$	**Glaucophane**. .	$NaAl (SiO_3)_2$ $MgSiO_3$
Jadéite. . . .	$NaAl (SiO_3)_2$	**Riebeckite** . .	$NaFe''' (SiO_3)_2$ $FeSiO_3$
Wollastonite. .	$CaSiO_3$		
Pectolite . . .	$HNaCa_2 (SiO_3)_8$		
Triclinique.		*Triclinique.*	
Rhodonite. . .	$MnSiO_3$	**Ænigmatite**. .	
Babingtonite. .	$Ca_2Fe (SiO_3)_3$ $Fe'''_2 (SiO_3)_3$		

On a montré plus haut que ces minéraux forment deux séries parallèles qui cristallisent dans les trois systèmes.

Les variétés orthorhombiques ne sont pas bien définies ; l'enstatite et l'antophyllite sont toutes les deux sujettes à une décomposition interne, qui leur communique un lustre perlé ou sub-métallique sur les surfaces de clivage, particulièrement sur B. L'apparence bronzée causée par ce changement est probablement due à de très minces couches

d'oxydes ou d'hydrates de fer qui se forment dans les fentes de clivage, et c'est un effet d'interférence connu sous le nom de « schiller ». L'effet est particulièrement marqué dans les variétés ferrifères d'enstatite connues sous le nom de **Bronzite** (ou spath schillérisé) ; ce minéral est tout particulièrement caractéristique des gabbros et des péridotites, dans lesquels l'olivine s'est souvent serpentinisée, ou dans les serpentines dérivées de pareilles roches ; on avait supposé précédemment que c'était un minéral distinct, mais ce n'est indubitablement qu'une enstatite altérée. Le même changement se produit également dans les variétés plus ferrifères de (Mg, Fe) SiO_3, connues sous le nom d'**hypersthème**. Le « spath schillérisé » original (ou bastite) du Harz est tellement atéré qu'il a pratiquement la composition de la serpentine. Judd a montré que la schillérisation est due à une décomposition le long de plans de dissolution, qui sont habituellement des plans de glissement.

L'**Hypersthène** du Labrador a une couleur brun similor noir avec un éclat bronzé particulier, et le feldspath (labrador) avec lequel il est associé montre un jeu brillant de couleurs (p. 310). Parmi les pyroxènes monocliniques, le **diallage** est une augite qui a subi la même schillérisation et qui ressemble étroitement à la bronzite en apparence ; on le trouve souvent interlaminé avec la bronzite et on l'en distingue par son extinction oblique. Le diallage est le pyroxène ordinaire des gabbros. Parmi les autres variétés de pyroxène qui méritent une mention figurent deux minéraux verts : le « diopside chromifère » qui contient un petit pourcentage de $Cr_2\,O_3$ et qui est un constituant remarquable, quoique pas commun, du « blue ground » de Kimberley ; et l' « omphacite », qui est un constituant de l'éclogite. Tous deux peuvent être reconnus comme des pyroxènes par leur clivage et leurs propriétés optiques. Une variété verte d'amphibole, connue sous le nom de smaragdite correspond à l'omphacite et se trouve souvent avec elle.

Le **Spodumène** est un pyroxène alcalin LiAl $(SiO_3)_2$ qui correspond comme composition à l'acmite, mais qui diffère assez largement des autres pyroxènes : $mm = 110 : (1\bar{1}0) = 93^\circ\,0'$; $\beta = 69^\circ\,40'$; il possède non seulement un bon clivage prismatique, mais même une meilleure « séparation » parallèle à }110{. On le trouve en grands cristaux blancs dans le granite de Goshen (Massachusetts) et de Brancheville (Connecticut) ; mais dans ces deux localités il est très altéré. Des cristaux clairs, transparents, jaunes, viennent du Brésil et de petits cristaux d'une belle couleur verte (hiddenite) d'Alexander County (Caroline Nord) ; une des plus belles gemmes à facettes du British Museum a été taillée dans un cristal clair de ce dernier.

Le parallélisme des pyroxènes et des amphiboles est bien montré par une comparaison de leurs orientations optiques, comme l'indique le diagramme ci-joint, qui donne les positions des axes de l'indicatrice α et γ pour plusieurs d'entre eux.

GROUPE DU PYROXÈNE

1. Enstatite. 2. Spodumène. 3. Diopsode. 4. Hédenbergite. 5. Augite. 6. Ægirine.

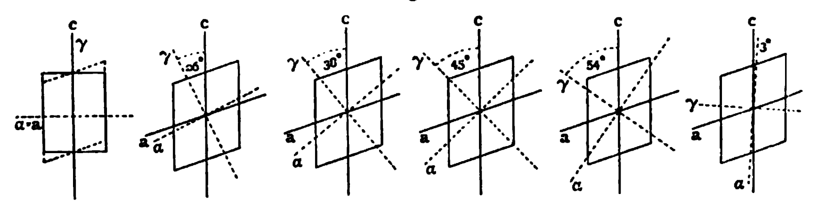


Fig. 575. — Groupe du pyroxène.

GROUPE DE L'AMPHIBOLE

1. Anthophyllite. 2. Glaucophane. 3. Trémolite. 4. Horneblende. 5. Arfvedsonite. 6. Riebeckite.

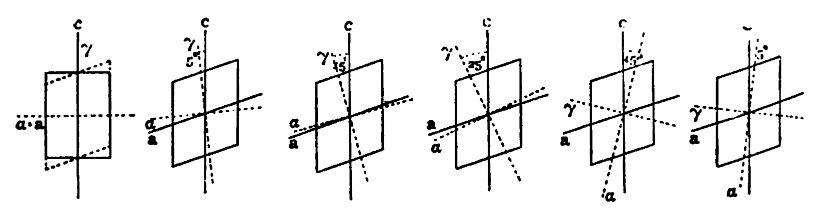


Fig. 576. — Groupe de l'amphibole.

Dans chaque série il y a une rotation graduelle des bissectrices en sens inverse des aiguilles d'une montre en passant de 1 à 6.

L'amphibole présente une bien plus grande tendance que le pyroxène à se montrer en cristaux fibreux et même aciculaires ; l'exemple le plus en évidence est la variété connue sous le nom d'*asbeste* (amiante) qui est si fibreuse et si flexible qu'on peut la tisser en étoffe et qu'elle est employée sur une grande échelle comme matière non combustible pour beaucoup d'objets. Dans le micaschite et le talc-schiste de Lombardie et de Turin la meilleure asbeste se présente en fines fibres soyeuses blanches ayant quelquefois plus d'un mètre de long ; une asbeste verte semblable à des cheveux accompagné quelquefois l'épidote dans les beaux échantillons de la Sulzbachthal. Des variétés inférieures de fibres plus courtes et plus grossières sont exploitées dans beaucoup

d'autres localités ; mais maintenant la majeure partie de ce qui est employé commercialement comme « asbeste » est réellement de la chrysotile, la variété fibreuse de serpentine. On donne les noms de « cuir de montagne » et « liège de montagne » à des feuilles entrelacés ou à des nodules d'une amphibole fibreuse alliée de très près à l'asbeste ; tous ces minéraux ont à peu près la composition de la trémolite ou de l'actinote.

Un minéral fibreux bleu du Griqualand, connu sous le nom de « crocidolite » est probablement une riebeckite fibreuse ; par oxydation et remplacement partiel par de la silice, elle se convertit en une matière dure, compacte, jaune d'or, à structure fibreuse et à lustre soyeux chatoyant, qu'on emploie beaucoup pour les objets d'ornement et qu'on a souvent appelé « œil de chat » ou « œil de tigre ». On doit la regarder comme une pseudomorphose de crocidolite en quartz.

Une autre variété de trémolite ou d'actinote, d'apparence totalement différente, est le minéral compact appelé **néphrite** ou **jade**. Il a une dureté d'environ 6,5 et un poids spécifique d'environ 3,0 ; c'est un des minéraux les plus tenaces et il a une cassure esquilleuse. En raison de sa ténacité et de sa couleur il a toujours été très prisé dans les temps anciens, et l'on a trouvé dans beaucoup de parties du globe des armes et des objets travaillés en jade. Les localités anciennes ne sont pas connues, mais il a été probablement un minéral toujours rare et qu'on trouvait en cailloux roulés isolés ; on le travaille beaucoup maintenant dans l'Inde et la Chine et aussi dans la Nouvelle-Zélande et l'Alaska. On en connaît deux variétés ; la blanche (qui est particulièrement estimée dans l'Est) a la composition de la trémolite ; la verte (« greenstone » de la Nouvelle-Zélande) contient plus de FeO et est regardée comme une actinote compacte.

Un minéral très semblable, généralement confondu avec la jade et également prisé dans l'Est, est la **jadéite** verte ou blanche ; c'est un pyroxène alcalin compact, $NaAl(SiO_3)_2$ qui correspond comme composition à l'acmite et au spomudène ; il est tenace et a une fracture esquilleuse comme la jade, mais il est à la fois plus dur et plus dense qu'elle, D = 7, G = 3,3, et il peut en être distingué par sa fusibilité plus grande. Comme la jade, la matière travaillée est probablement provenue de blocs roulés isolés.

Dans beaucoup de roches, le pyroxène est transformé par altération en amphibole. Le nom d' « ouralite » (de la localité originale) a été donné à ces cristaux qui ont la forme du pyroxène et le clivage de l'amphibole, et cette transformation s'appelle « ouralitisation » ; on en trouve

des exemples dans beaucoup de cristaux microscopiques, dans beaucoup de diabases. Un pareil changement ne peut se produire que par une réduction de la proportion de calcium dans le pyroxène comparée à celle du magnésium ; il est donc intéressant de trouver que l'ouralite est généralement accompagnée de calcite ou d'épidote.

Deux minéraux de quelque importance sont rapportés dubitativement au groupe du pyroxène, bien qu'ils n'en possèdent pas le clivage caractéristique ; ce sont la wollastonite. La **wollastonite** se trouve en cristaux tabulaires blancs (spath tabulaire, tabular-spath, tafel-spath) tapissant des cavités dans les rocs éjectés du Monte Somma (Vésuve) associée avec du grenat, de la leucite, etc. Elle est monoclinique, tabulaire suivant }100{, et a un angle du prisme de 92° 42′ ; mais elle diffère du pyroxène par ses clivages parfaits }100{ et }101{ et aussi par un parallèle à {$\bar{1}$01{. Ce minéral se trouve aussi dans beaucoup de calcaires métamorphiques ; il a la composition simple $CaSiO_3$.

La **pectolite,** $HNaCa_2(SiO_3)_3$, est un minéral blanc trouvé en cristaux aciculaires ou en masses fibreuses à structure radiée, comme produit secondaire dans des cavités et des filons de plusieurs roches basiques ; il est monoclinique et, comme l'épidote, allongé suivant l'axe *b* ; ses clivages sont les mêmes que les clivages principaux AC de la wollastonite ; il est facilement fusible et abandonne de l'eau quand on le chauffe.

Quelques auteurs placent la pectolite parmi les zéolites, auxquels elle ressemble certainement par son mode d'occurrence ; d'autres regardent l'eau comme d'origine secondaire et supposent que le minéral original était conforme à la formule du pyroxène (Na_2, Ca) SiO_3. La pectolite compacte est une matière blanche très tenace.

SECTION XVII

SILICATES (ET TITANATES) DES MÉTAUX DIVALENTS

(*Suite*).

GROUPE DE LA PHÉNACITE

Dioptase . . . . H_2CuSiO_4
Phénacite. . . . . Be_2SiO_4
Willémite . . . . Zn_2SiO_4

Les minéraux de ce groupe sont principalement intéressants comme fournissant des exemples du type de la symétrie hexagonale alternante, dont le dioptase a été choisi comme type (fig. 187, p. 86).

Dioptase. — Silicate de cuivre, H_2CuSiO_4 ; $CuO = 50,4$, $H_2O = 11,4$, $SiO_2 = 38,2$. Hexagonal ; symétrie hexagonale alternante.

$$a : c = 1 : 0,534.$$
$$R = \}100\{,\ a = \}10\bar{1}\{,\ s = \}70\bar{1}\{.$$
$$RR = (100) : (010) = 84^\circ\ 33',\ Rs = (100) : (70\bar{1}) = 8^\circ\ 12'.$$

Clivage }110{ bon. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 5, G = 3,3. Vert émeraude. Trait vert. Lustre vitreux. Transparent ; $\omega = 1,667$. Biréfringence forte, positive ; $\varepsilon - \omega$ 0,056. Infusible. Décomposé avec gélatinisation par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux des **Steppes Khirgis** (Sibérie) figure 187, page 86.

Le **dioptase** est un minéral rare, mais il avait attiré l'attention en 1785 à cause de sa ressemblance avec l'émeraude, avec laquelle on l'avait d'abord confondu. Haüy en a fait une espèce distincte en raison de sa dureté, de son poids spécifique, de son clivage et de sa grande proportion de cuivre. Il lui donne le nom de dioptase par allusion à l'éclat intérieur que présentent ces cristaux verts translucides, en raison de leurs fentes de clivage rhomboédral (διά όπτάζω, je vois au travers). Beaucoup d'auteurs prennent pour }100{, le clivage rhomboédral }110{ de 54°5′, qui tronque les arêtes de R ; alors R devient }11$\bar{1}${ (voy. fig. 177). La symétrie est rendue bien claire non seulement par la présence des faces (fig. 187) sur les arêtes alternes seulement du rhomboèdre R,

mais aussi par les stries sur ces dernières; elles sont parallèles à l'arête Rs, et les faces sont aussi courbes suivant cette direction; par le fait, s de la figure 187 est généralement une surface courbe allant de $(11.0.\bar{1})$ à $(30\bar{1})$.

Le dioptase a été trouvé primitivement en beaux cristaux et groupes vert d'émeraude tapissant des cavités dans un calcaire compact, et quelquefois accompagnés d'un peu de malachite, au Mont Altyn Tübe, dans les steppes Khirgis. En 1890, on apporta de la mine Mindouli, au Congo français, des cristaux précisément semblables, accompagnés de chrysocolle et de quartz.

Comme le minéral ne perd pas de poids quand on le chauffe à 350°, et comme l'eau ne part qu'au rouge, il est regardé non comme un métasilicate hydraté, mais comme un orthosilicate acide H_2CuSiO_4, et il est rapporté au même groupe que la phénacite et la willémite; ces minéraux montrent la même symétrie, et la phénacite a un clivage rhomboédral imparfait; mais le dioptase est en relation bien plus intime avec eux qu'ils ne le sont entre eux; leur clivage proéminent est le prisme et les angles du rhomboèdre sont :

Phénacite	63° 24′
Willemite	64° 30′
Dioptase.	54° 5′ (clivage).

La **phénacite** se rencontre en bons cristaux incolores isolés, d'habitus quelque peu semblable à celui du dioptase, sur la pierre d'amazone de Pike's Peak, et au Mont Antero (Colorado), et on l'a trouvé en cristaux de taille considérable dans les mines d'émeraude de l'Oural, et à Framont dans les Vosges. Ce sont quelquefois des mâcles d'interpénétration par rapport à l'axe vertical. Ce minéral a été nommé phénacite (de φέναξ, trompeur) en raison de sa ressemblance avec le quartz; mais il possède une réfringence et une biréfringence beaucoup plus élevées; $\omega = 1{,}654$; $\varepsilon\text{-}\omega = 0{,}015$. Il est par conséquent plus propre à faire une gemme, quand il est suffisamment clair, et des pierres à bonnes facettes ressemblent quelquefois au diamant.

La **willémite** a été citée comme minerai de zinc accompagnant la zincite et la franklinite aux mines de zinc de Franklin Furnace et de Sterling Hill dans le New Jersey, où elle se rencontre en masses clivables ternes, jaune pâle; le clivage est parallèle à la base et au prisme hexagonal. Les cristaux sont relativement rares; les grands cristaux rouge chair, qui doivent leur couleur à une certaine proportion (5 à 12 p. 100) de MnO, sont connus sous le nom de *troostite*.

ILMÉNITE

L'**ilménite**, $FeTiO_3$ (allemand, Titaneisen), comme on l'a mentionné à la page 424, a généralement été classée parmi les oxydes comme un membre du groupe de l'hématite. C'est un minéral noir de fer ressemblant étroitement à l'hématite comme forme et habitus ($rr' = (100) : (010) = 94°29'$ pour l'ilménite et $94°0'$ pour l'hématite) ; elle a une fracture conchoïdale et un lustre submétallique semblables; D = 5 1/2, G = 4,8. Les cristaux bien formés et brillants sont rares; ils diffèrent de l'hématite par leur symétrie, qui est celle du groupe du dioptase, hexagonale alternante. Ce minéral se distingue de l'hématite par un magnétisme léger mais prononcé (il n'est cependant pas polaire comme la magnétite) et par le titane; $FeO = 47,4$; $TiO_2 = 52,6$. Il renferme Fe_2O_3 et on avait l'habitude de le regarder simplement comme une hématite titanifère $(Fe,Ti)O_3$, ou un mélange isomorphe de Fe_2O_3 et TiO_2; mais comme quelques variétés contiennent de la magnésie, et que dans celles-ci le rapport de $(Mg,Fe)O$ à TiO_2 est toujours 1 : 1, ces variétés doivent être regardées comme des mélanges isomorphes de $FeTiO_3$ avec $MgTiO_3$; un minéral $MnTiO_3$, connu sous le nom de pyrophanite, est aussi isomorphe avec l'ilménite. Des cristaux aplatis d'ilménite avec stries triangulaires sur les plans de base sont communs dans la diabase, et le minéral est un constituent fréquent des roches plus basiques. Quelques-uns des sables noirs provenant de la décomposition de ces roches se composent généralement de grains d'ilménite (voy. aussi p. 424).

TITANITE

Titanite. — Silicate et titanate de calcium; $CaSiTiO_5$; $CaO = 28,6$, $TiO_2 = 40,8$, $SiO_2 = 30,6$. Monoclinique.

$$a : b : c = 0,755 : 1 : 0,854. \qquad \beta = 60° 17'.$$
$$A = \{100\},\ C = \{001\},\ x = \{102\},\ l = \{\bar{1}12\},\ n = \{111\},\ m = \{110\}.$$
$$ll = (\bar{1}12) : (\bar{1}\bar{1}2) = 46° 7';\ Cx = (001) : (102) = 21° 0';\ nn = (111) : (1\bar{1}1) = 43° 49'.$$
$$Cl = (001) : (\bar{1}12) = 40° 34'.$$

Mâclée sur A (100). Clivage $\{110\}$, $\{\bar{1}12\}$, $\{100\}$ imparfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 5, G = 3,5. Couleur brun olive. Trait blanc. Lustre adamantin. Transparente; $\beta = 1,894$. Biréfringence très forte, positive; $\gamma - \alpha = 0,121$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë presque normale à x (102). Dispersion très forte, inclinée; $\rho > v$; $2E_\rho = 67°$; $2E_v = 47°$ environ. Fusible (3). Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Pfitschthal** (Tyrol).

La **titanite** ou **sphène**, est un constituant commun de beaucoup de roches ignées et par suite elle est importante au point de vue pétrographique, bien qu'elle ne se rencontre qu'en petite quantité et en petits cristaux; les grands cristaux qu'on voit dans les collections se trouvent dans le gneiss, dans les schistes chloritiques et dans les calcaires cristallins. Les cristaux sont habituellement angulaires en apparence (d'où le nom de σφήν, un coin).

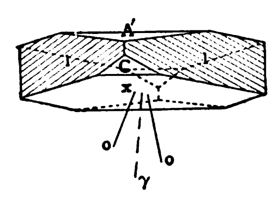


Fig. 577. — Titanite, C }001{, *x* }102{, A }100{, *l* }1̄12{.

L'habitus est extrêmement variable et la combinaison figurée ici en est une parmi beaucoup d'autres; les différents auteurs placent les axes cristallographiques dans des positions différentes. La figure 577 est tournée de manière à correspondre à la partie supérieure du grand cristal mâclé de la figure



Fig. 578. — Titanite mâclée sur (100) avec adulaire de Suisse.

578; de pareilles mâcles sont caractéristiques. A (100) est le plan de mâcle, et les individus sont quelquefois juxtaposés, comme dans la figure 578, mais quelquefois interpénétrants; ils peuvent ainsi donner lieu à des groupes cruxiformes où des formes telles que *s* }021{ ou *n* }111{ sont prédominantes. Une séparation parallèle à }221{ paraît due à des mâcles lamellaires suivant cette face, et les cristaux sont striés parallèlement au même plan. Les stries sur *l* }1̄12{, qui sont parallèles à ses intersections avec C, et celles sur A (parallèles à l'arête A*m*) aident quelquefois à reconnaître les formes de ce minéral compliqué.

La titanite se reconnaît très aisément à sa forte dispersion inclinée qui, dans les coupes ordinaires, convertit l'hyperbole en franges de lumière rouge et bleue, et ses sommets en taches de lumière blanche; dans les coupes de roches, le minéral se reconnaît à ce trait et à son relief accusé; la biréfringence est très forte, le pouvoir dispersif est

très marqué ; $\beta = 1,884$ pour la lumière du lithium et 1,904 pour celle du thalium. Ceci et ses autres propriétés optiques en feraient une gemme de valeur si sa dureté était plus grande ; à l'exception du diamant, aucun minéral à facettes ne possède un plus beau feu que le sphène.

La figure 578 représente de grandes mâcles vert pâle avec adulaire dans un micaschiste du Saint-Gothard.

La couleur de la titanite varie en diverses nuances de brun, jaune, vert et rose ; le lustre est quelquefois résineux ; ce large champ de couleur est dû sans doute aux proportions variables de fer et de manganèse qu'il contient. La couleur s'altère à la chaleur.

Les grands cristaux, qu'on trouve dans les calcaires cristallins, comme au Canada et à New-York, sont habituellement de couleur brun foncé ou noir ; quelques-uns sont tabulaires par suite de la prépondérance des faces C.

Un des produits d'altération de l'ilménite (connu sous le nom de leucoxène) paraît se composer largement d'une titanite terreuse blanche.

HÉMIMORPHITE

Hémimorphite. — Silicate de zinc ; $H_2Zn_2SiO_5$; ZnO = 67,5, HO = 7,5, SiO_2 = 25,0. Orthorhombique ; symétrie polaire.

$$a : b : c = 0,783 : 1 : 0,478.$$

$$B = \{010\},\ C = \{001\},\ m = \{110\},\ t = \{301\},\ s = \{101\},\ e = \{011\},\ e' = \{01\bar{1}\},\ v = \{12\bar{1}\}.$$

$$mm = (110):(1\bar{1}0) = 76°9',\ Cs = (001):(101) = 31°23',\ Ct = (001):(301) = 61°20'.$$

$$Bv = (010):(12\bar{1}) = 50°47',\ Be = (010):(011) = 64°28'.$$

Mâclée sur (001). Clivage sur *m* {110} parfait ; *s* {101}, C {001} imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 5, G = 3,4. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente ; $\beta = 1,617$. Biréfringence forte, positive ; $\gamma - \alpha = 0,022$. Plan des axes (100). Bissectrice aiguë normale à C (001) ; 2E = 78° 30'. Dispersion forte ; $\rho > v$. Fusible avec difficulté (6). Décomposée par l'acide chlorhydrique. Pyro-électrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Altenberg** (Aachen).

L'**hémimorphite**, ou calamine (allemand, Galmei, Kieselzinkerz) était connue depuis longtemps comme minerai de zinc, mais on n'avait pas fait de distinction entre le silicate et le carbonate ; on avait appliqué aux deux les noms de calamine et de smithsonite ; le nom d'hémimorphite, qui rappelle le trait le plus intéressant du minéral, a été introduit pour éviter la confusion. Le caractère polaire est bien montré par

les cristaux vitreux des vieilles mines de zinc d'Altemberg, qui tapissent des cavités dans un minerai compact, composé de silicate et de carbonate; ils sont généralement attachés par les pôles antilogues, l'extrémité inférieure de la figure 579; la face B est striée verticalement. La pyro-électricité s'étudie facilement, comme on l'indique à la page 136, par la méthode de Kundt; les cristaux simples se recouvrent, au refroidissement, de minium à l'extrémité analogue et de soufre jaune à l'extrémité antilogue plus aiguë. Les mâcles supplémentaires, telles que celles des figures 232 et 233, attirent le minium aux deux extrémités et montrent une bande de soufre dans le milieu où les deux extrémités antilogues se rencontrent.

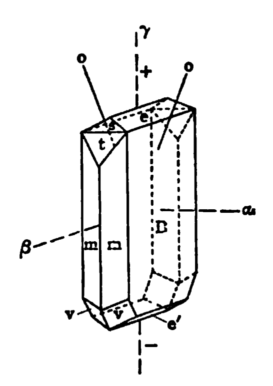


Fig. 579. — Hémimorphite, B {010}, *m* {110}, *e* {011}, *s* {101}, *t* {301}, *e* {01$\bar{1}$}, *v* {12$\bar{1}$}.

Le minéral était habituellement connu sous le nom de *calamine électrique*. Le fait que les cristaux ne changent pas à 340° et qu'ils n'abandonnent leur eau qu'au rouge montrent que le minéral doit être regardé comme un silicate basique et non pas comme un silicate hydraté.

TALC ET SERPENTINE

Talc. — Silicate de magnésium; $H_2Mg(SiO_3)_4$; MgO = 31,7; SiO_2 = 63,5; H_2O = 4,8. Monoclinique (?). Clivage pinacoïdal {001} parfait. Sectile. Pliant. D = 1; G = 2,7. Couleur blanc argenté. Trait blanc. Lustre perlé. Translucide; β = 1,55. Biréfringence forte, négative; γ — α = 0,040. Bissectrice aiguë normale au clivage; 2E = 19°. Presque infusible. Insoluble dans les acides. Toucher graisseux.

Comparer avec la description précédente la matière cristallisée du **Saint-Gothard**.

Serpentine. — Silicate de magnésium; $H^4Mg_3Si_2O_9$; MgO = 43,5; SiO_2 = 43,5; H_2O = 13,0. Massive. Fracture esquilleuse. D = 3; G = 2,6. Verte. Trait blanc. Lustre graisseux. Translucide; β = 1,57. Biréfringence faible, négative; γ — α = 0,010. Fusible avec difficulté (6). Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente la matière massive du **Lizard** (Cornouaille).

Les deux silicates magnésiens peuvent être considérés ensemble; ce sont les produits communs de décomposition de silicates ferromagnésiens, et ils sont habituellement d'origine secondaire. Tous les

deux se rencontrent en grandes masses; le talc comme talc-schiste (par exemple, au Saint-Gothard) et il est associé avec la chlorite, serpentine, dolomie, magnésite, etc.; la serpentine comme produit d'altération des péridotites et autres roches à olivine (par exemple, au Lizard, Cornouailles).

Le **talc**, dans ses variétés feuilletées argentées, est assez pur et montre un contour hexagonal; les cristaux, comme ceux du mica et de la chlorite, sont probablement monocliniques. Les plaques de clivage, tendres, graisseuses, pliables se reconnaissent facilement. La figure d'interférence donnée par l'une d'elles ressemble à première vue à une figure uniaxe; mais elle est en réalité biaxe avec un très petit angle; à cet égard et en raison de la forte biréfringence, il pourrait être confondu avec une plaque de phlogopite: mais le talc peut se distinguer d'un mica quelconque par sa tendreté et sa pliabilité; la biréfringence est plus forte que celle de la chlorite. La figure de percussion est une étoile à trois ou six branches, dont un rayon est parallèle au plan des axes.

Beaucoup de variétés de talc sont colorées; et elles contiennent habituellement de 1 à 4 p. cent de FeO; elles peuvent avoir diverses nuances de jaune, vert ou rouge.

Le talc n'est pas connu qu'en masses feuilletées, mais aussi comme variété compacte, sans structure, nommée *stéatite*; ce minéral graisseux, tendre, blanc ou coloré, est aussi appelé *pierre de savon* (soapstone) et il est employé par les tailleurs sous le nom de *craie française*. Beaucoup de la matière blanche ou grise, qui veine la serpentine, est de la stéatite. On trouve à Göpfersgrün, en Bavière, des pseudomorphoses très remarquables et très parfaites de quartz en stéatite; leur origine est difficile à comprendre, mais on peut produire artificiellement un silicate de magnésium semblable par l'action de solutions magnésiennes sur de la silice; avec ces cristaux on trouve aussi des pseudomorphoses de rhomboèdres de dolomie en stéatite.

La **serpentine**, même tout à fait compacte en apparence, montre toujours une structure fibreuse en coupes minces sous le microscope, et les fibres ont une extinction positive; les grandes masses du Lizard et localités semblables, qui sont en réalité des masses de roches altérées, présentent peu ou pas de structure visible, contiennent une proportion considérable de FeO, et ne sont nullement un minéral pur; la couleur varie dans les différentes nuances du vert, rouge et jaune; elle est communément vert poireau. Le trait blanc de toutes ces variétés est caractéristique. Une variété connue sous le nom d'*antigorite* a une

structure en plaques et montre une figure d'interférence plus définie; les échantillons typiques proviennent de la vallée d'Antigorio dans le Piémont. Dans les endroits où le minéral remplit des filons ou constitue des couches dans la serpentine massive, il a une structure fibreuse bien marquée, les fibres étant transversales aux veines, et c'est un minéral quelque peu plus pur. Cette variété fibreuse à lustre soyeux est connue sous le nom de *chryslotile*. La majeure partie de la matière désignée sous le nom d'*asbeste* dans le commerce est en réalité de la chrysotile, qu'on exploite sur une énorme échelle dans la région métamorphique de Megantic County et de Beauce County dans la province de Québec; elle sert à tous les usages pour lesquels on emploie l'asbeste, bien que les fibres de la chrysotile ne soient pas aussi longues ni aussi soyeuses que celle de l'asbeste vraie. Son infusibilité et sa mauvaise conductibilité pour la chaleur, la rendent propre à faire des objets et des peintures incombustibles, des gants de pompiers, des garnitures pour les tuyaux de vapeur, etc.

On a cité plus haut (p. 496) la manière dont l'olivine des roches se serpentinise, sur une échelle microscopique, par transformation en chrysotile le long de ses fentes et les grandes pseudomorphoses d'olivine en serpentine jaune qu'on a trouvées à Snarum et qu'on supposait primitivement être des cristaux de serpentine.

Le talc et la serpentine doivent être regardés tous les deux comme des silicates basiques, et non pas hydratés, puisqu'ils ne se séparent de leur eau qu'à très haute température. La serpentine massive employée si largement au point de vue décoratif et souvent appelée « marbre de serpentine », doit beaucoup de sa beauté et de sa variété aux veines et aux taches de magnésite blanche et de talc qu'elle renferme et aux marbrures rouges de sang de serpentine teintée par du fer; les constituent plus solubles des roches d'où elle dérive fournissent des veines de dolomie, de calcite et d'opale. Le pyroxène primitif de la roche est souvent représenté par le spath schillérisé décrit à la page 513. Le célèbre « vert antique » est une brèche de serpentine.

On a trouvé quelques pseudomorphoses très remarquables et de taille considérable à la mine de fer de Tilly Foster, Brewster, New-York; elles se composent de serpentine vert pâle avec un clivage cubique parfait. Quelques auteurs pensent qu'elles proviennent de l'oxyde de magnésium, périclase, qui est connu en petits cristaux cubiques; d'autres les regardent comme de véritables cristaux de serpentine. Elles sont accompagnées de pseudomorphoses en serpentine de calcite, enstatite, horneblende, etc.

La serpentine et la stéatite ont été toutes les deux très employées au point de vue ornemental dans les temps anciens ; bien que très tendres, elles sont, comme d'autres produits de décomposition, les derniers résultats d'une série de changements et par suite ne sont plus susceptibles de s'altérer davantage. Quelques-uns des articles travaillés anciennement se composent de stéatite ; les variétés colorées (rose et jaune) de ce minéral sont employées comme ornements par les Chinois de l'époque actuelle.

Chrysocolle $CuSiO_3, 3H_2O$ (?). — C'est le seul autre silicate des métaux divalents qui est suffisamment commun pour qu'on le cite. C'est un minéral amorphe compact, avec un lustre comme celui de l'opale ; la couleur est verte, bleue ou brune ; les variétés impures sont noires, mais le trait est blanchâtre. C'est un produit commun de décomposition des minerais de cuivre, et une chrysocolle impure noire, connue sous le nom de « pitchy copper ore » (minerai de cuivre noir de poix) (Kupferpecherz) est un minerai de cuivre bien connu.

Nous allons passer maintenant à un petit groupe de minéraux, qui sont des silicates (titanates ou zirconates) d'éléments divalents avec des monovalents ; parmi ceux-ci l'apophyllite est le seul qui soit tant soit peu commun. Toutefois il est clair que quelques-uns des minéraux considérés ci-dessus, qui contiennent de l'hydrogène, comme le dioptase, l'hémimorphite, la chrysocolle, le talc et la serpentine, peuvent être regardés comme appartenant à ce groupe dans une classification rigoureuse.

Apophyllite. — Silicate hydraté de calcium et de potassiun ; $(H,K)_2Ca(SiO_3)_2H^2O$ (?) . $K_2O = 5,3$; $CaO = 25,3$; $SiO_2 = 54,2$; $H_2O = 15,2$ (si $H : K = 7 : 1$). Pseudo-tétragonal.

$$a : c = 1 : 1,2515.$$
$$C = \}001\{, A = \}100\{, p = \}111\{.$$
$$Ap = (100) : (111) = 52^\circ\ 0' ; Cp = (001) : (111) = 60^\circ\ 32'.$$

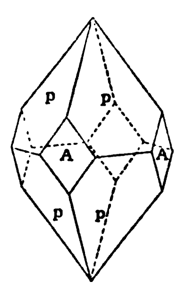
Clivage C }001{ parfait; *m* }110{ imparfait. Cassante. Fracture inégale. $D = 4\ 1/2$; $G = 2,3$. Incolore. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente; $\omega = 1,53$. Biréfringence faible, positive ; $\varepsilon - \omega = 0,002$. Facilement fusible (1 1/2). Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Andreasberg** (Harz).

L'**apophyllite** est souvent classée parmi les zéolites, car elle s'exfolie et abandonne de l'eau à une température relativement basse, et elle est

communément un minéral d'origine secondaire qu'on trouve, comme eux, dans les cavités amygdaloïdes des vasaltes. Toutefois les minéraux classés plus loin ensemble comme zéolites (p. 579) sont tous des silicates d'alumine et se séparent facilement de leur eau ; l'apophyllite donne très peu de son eau à 100° (si tant est qu'elle en donne) et seulement la moitié à 250°. Une certaine proportion de l'eau — on ne sait pas exactement combien — est réabsorbée de nouveau dans une atmosphère humide et peut par suite être regardée comme eau de cristallisation ; elle est représentée par H_2O dans la formule ci-dessus.

L'intérêt principal de l'apophyllite réside dans sa particularité optique.



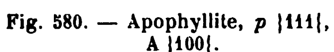


Fig. 580. — Apophyllite, *p* }111{, A }100{.

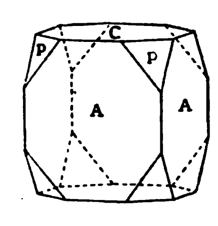


Fig. 581. — Apophyllite, A }100{, C }001{, *p* }111{.

Brewter a trouvé en 1818 que quelques variétés donnent une figure d'interférence toute spéciale en lumière blanche ; les anneaux ne présentent pas les couleurs des ordres de Newton, mais se composent de cercles violets, jaune verdâtres et blancs, qui alternent, mais sans aucune teinte de rouge ; ou comme l'a trouvé Herschel, dans une variété, les anneaux sont seulement blancs et noirs ; cette dernière a été appelée « leucocyclite ». La suite vraie des couleurs de Newton n'est donnée que par les cristaux dans lesquels la biréfringence n'altère pas la longueur d'onde ; si ce n'est pas le cas, les couleurs sont différentes. Dans quelques apophyllites, la biréfringence pour la lumière rouge est d'environ 0,002, pour la lumière du sodium elle est à peu près la même ; mais les autres variétés du minéral sont positives pour certaines couleurs, isotropes pour d'autres et négatives pour d'autres. Une autre explication résulte de ce fait qu'on peut imiter les anneaux de l'apophyllite par une combinaison d'un minéral uniaxe positif avec un autre uniaxe négatif. Il est donc possible que les particularités de l'apophyllite soient dues à ce qu'elle est un mélange isomorphe d'une substance positive avec une négative ; la leucocyclite est positive, et puisqu'un chauffage à 275° change les anneaux de l'apophyllite ordinaire en ceux

du type de la leucocyclite, elle semble être un silicate moins hydraté. En outre de ces particularités de la figure d'interférence uniaxe, beaucoup d'apophyllites montrent sur une section basale une division en secteurs, dont quelques-uns sont biaxes, négatifs pour le bleu, et positifs pour le rouge avec les plans axiaux croisés comme dans la brookite.

Il est donc clair que l'apophyllite est une interpénétration de deux ou plusieurs silicates qui diffèrent dans leurs propriétés optiques. La composition chimique du minéral est bien loin d'être certaine ; il contient du fluor.

Quelques localités remarquables :

Andreasberg (Harz). — On a trouvé des cristaux incolores ou roses, vitreux, d'habitus pyramidal, formes A*p*, comme minéral de filon, accompagnant de la calcite, galène, arsenic et minerais arsenicaux ; ils sont généralement sans le plan de base (fig. 580). Les faces A }100{ sont striées verticalement.

Poonah (Bombay). — Durant la construction du chemin de fer de Bombay-Poonah on a trouvé de grands cristaux blancs ou verdâtres, d'habitus tabulaire (fig. 581) dans des cavités amygdaloïdes du trap de Deccan ; ils étaient associés avec de la stilbite pâle, de la scolécite et de l'analcime.

SECTION XVIII

LES SILICATES D'ALUMINE

TOPAZE

Topaze. — Silicate fluorifère d'aluminium; $(AlF)_2SiO_4$; $Al_2O_3 = 55,44$; $SiO_2 = 32,61$; F = 20,65. Orthorhombique; symétrie polaire (?).

$a : b : c = 0,528 : 1 : 0,477.$

C = {001}, m = {110}, l = {120}, o = {221}, u = {111}, i = {223}, d = {202}, f = {021}, y = {041}, n = {140}.

mm = (110) : (1$\bar{1}$0) = 55°43'; ll = (120) : (1$\bar{2}$0) = 86°49'; Co = (001) : (221) = 63° 54'. Cu = (001) : (111) = 45°35'; Ci = (001) : (223) = 34°14'; Cy = (001) : (041) = 62°20'. Cf = (001) : (021) = 43° 39'; uu = (111) : (1$\bar{1}$1) = 78° 20'.

Clivage C (001) parfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 8, G = 3,5. Jaune pâle. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente; $\beta = 1,618$. Biréfringence positive faible; $\gamma - \alpha = 0,011$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë normale à C (001); 2E = 114°. Dispersion forte; $\rho > v$. Infusible. Décomposée avec difficulté par l'acide sulfurique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Schneckenstein** (Saxe).

La **topaze** est intéressante comme étant l'un des silicates fluorifères trouvés communément dans ces veines du granite ou du gneiss, qu'on suppose avoir été remplies par l'action de vapeurs fluorifères, et qui contiennent souvent de la cassitérite (voy. p. 430); dans ces veines la topaze est accompagnée de tourmaline, apatite et fluorine. La topaze est un de ces minéraux finement cristallisés qui doivent avoir attiré l'attention dès les temps anciens; son nom est le « topazius » de Pline, mais ce dernier se rapporte évidemment à un minéral différent, probablement à la chrysolite, puisqu'il dérive le nom d'une île de la Mer Rouge. D'autre part, le « chrysolitus » des Romains était probablement notre topaze.

La dureté, l'indice de réfraction élevé, et la variété de couleur rendent la topaze appréciable comme gemme.

On peut généralement reconnaître et orienter les cristaux par leur clivage basal parfait et par la striation verticale des faces du prisme. Dans

les cristaux de Scheckenstein (fig. 582) le plan basal est quelquefois plus grand que ne le montre la figure, et les autres formes ne sont que de petites faces sur ses arêtes. Les cristaux doublement terminés sont rares; nous avons déjà vu que c'est le cas pour le minéral pyro-électrique hémimorphite, et la plupart des cristaux de topaze semblent être pyro-électriques suivant la direction de l'axe vertical ; la symétrie est donc probablement polaire. Quelques cristaux doublement terminés deviennent électrisés de même aux deux extrémités, et peuvent être des

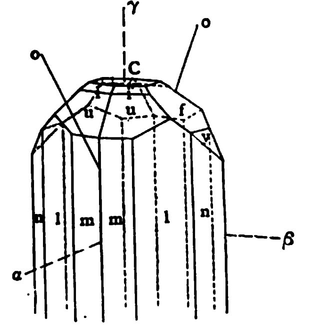


Fig. 582. — Topaze,'*m* }110{, *l* }120{, *n* }140{, *u* }111{, *i* }223{, *y* }041{, *f* }021{, C }001{.

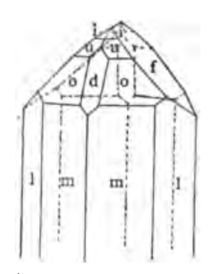


Fig. 583. — Topaze, *m* }110{, *l* }120{, *o* }221{, *d* }201{, *u* }111{, *i* }223{, *f* }021{.

mâcles, comme celles de l'hémimorphite (fig. 233). D'autre part, les figures de corrosion naturelles et artificielles paraissent toutes les deux d'accord avec l'holosymétrie.

L'angle des axes est si grand que les axes optiques sont rarement visibles sur les bords du champ du microscope avec immersion dans l'huile; la figure d'interférence, avec sa bissectrice positive normale à la plaque, se voit merveilleusement à travers une plaque de clivage. L'angle des axes optiques varie considérablement dans les divers échantillons. Penfield a montré que le minéral contient toujours un peu d'eau, et que l'angle des axes 2E diminue depuis 127° jusqu'à 84° quand la proportion d'eau croît depuis 0,2 jusqu'à 2,5 p. 100 ; en même temps la proportion de fluor décroît de 20 à 16 p. 100. L'eau qu'on trouve dans les analyses est donc due au remplacement partiel de F par OH dans la formule donnée plus haut. La valeur donnée plus haut 2E = 114° correspond à 0,93 p. 100 d'eau. On ne sait pas d'une manière certaine à quoi la couleur est due ; les cristaux de Schneckenstein sont pour la plupart jaune pâle, mais quelques-uns sont incolores, comme aussi ceux du Japon et du Mexique (fig. 583), les cristaux du Brésil sont bruns ; de grands cristaux de l'Oural sont jaune vineux foncé (fig. 584) ; beaucoup de ceux d'Adunchilon sont bleu pâle. La plupart des cristaux bruns

passent au rouge rose quand on les chauffe, et les topazes du Brésil sont quelquefois traitées de cette manière avant d'être taillées en gemmes ; quelques-unes des variétés jaunes perdent complètement leur couleur quand elles ont été chauffées.

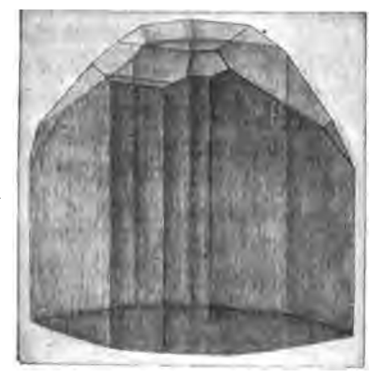


Fig. 584. — Topaze de la Rivière Urulga.

La topaze contient des cavités microscopiques remplies de liquides ; l'un de ceux-ci a reçu le nom de « brewsterlinite », parce qu'il a été étudié par Brewster, qui lui a trouvé l'indice de réfraction bas 1,2 ; ils paraissent être, au moins en partie, de l'acide carbonique impur.

Quelques localités remarquables :

Schneckenstein (près d'Auerbach, en Saxe). — Des cavités dans la roche, dite à topaze, qui est une masse bréchеuse de roche à quartz et tourmaline, cimentée par de la topaze et du quartz, sont tapissées de cristaux de topaze (fig. 582), quelquefois associés avec de la cassitérite, apatite et chalcopyrite. Il y a habituellement avec eux un kaolin terreux, blanc ou jaunâtre.

Russie. — Plusieurs localités sur la rivière Uruga, dans le district de Nerchinsk, Sibérie, ont fourni de beaux cristaux de topaze dans les druses du granite ; les meilleurs sont peut-être les cristaux bleu pâle trouvés à Adunchilon (fig. 585) avec quartz enfumé, béryl et orthose.

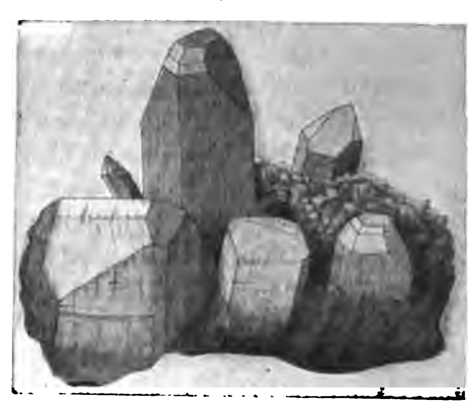


Fig. 585. — Topaze, avec quartz et orthose, d'Alabaschka-Oural.

La figure 584 représente un des six énormes cristaux brun pâle, provenant de la rivière Urulga, qui sont gardés sous couverture au British Museum, parce qu'on croit qu'ils perdent leur couleur quand ils sont exposés à la lumière.

De grands cristaux bleus, caractérisés par le large plan basal, et provenant du granite de Mursinka dans l'Oural, sont associés avec du quartz enfumé, de la lépidolite, de l'orthose et des masses de cristaux tabulaires d'albite (fig. 583).

Brésil. — Les cristaux du Brésil, dans les collections minérales, sont généralement séparés de leur matrice, car à Minas Geraes, où ils se rencontrent en grandes quantités, on les trouve dans un schiste tacqueux, tendre, ou dans des poches de kaolin, avec quartz, rutile, etc. Quelquefois la topaze est englobée ou partiellement englobée dans du quartz. Les cristaux sont brun foncé et ressembent quelque peu à la figure 582, comme habitus, excepté qu'ils n'ont pas de plan basal.

Japon. — Des cristaux incolores de l'habitus représenté par la figure 583 se trouvent dans des sables stannifères, avec d'autres minéraux dérivés du granite décomposé de la chaîne de montagnes de Kiso, dans la province de Mino.

On trouve des cristaux d'habitus aigu semblable dans les sables stannifères de **Durango**, au Mexique, où ils ont été dérivés du trachyte. On trouve des cristaux quelque peu semblables dans une rhyolite à San Luis Potosi, et ce gisement ressemble étroitement à celui de Nathrop, au Colorado, où des cristaux limpides semblables se rencontrent dans des druses de la rhyolite avec quartz, sanidine, et un grenat manganésifère de couleur foncée.

ANDALOUSITE ET DISTHÈNE

Andalousite. — Silicate d'aluminium; Al_2SiO_5; $Al_2O_3 = 63$, $SiO_2 = 37$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0{,}986 : 1 : 0{,}702.$$
$$C = \}001\{, \; m = \}110\{.$$
$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 89^\circ\ 10'.$$

Clivage }110{. Cassante. Fracture inégale. D = 7 1/2, G = 3,1. Brun rougeâtre. Trait incolore. Lustre vitreux. Translucide; $\beta = 1{,}638$. Biréfringence négative; $\gamma - \alpha = 0{,}013$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë normale à C; $2H = 96^\circ\ 30'$. Pléochroïque; β et γ vert olive, α rouge sang foncé. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Morbihan** (Bretagne).

Disthène ou **cyanite**. — Silicate d'aluminium; Al_2SiO_5; $Al_2O_3 = 63$, $SiO_2 = 37$. Triclinique.

$$a : b : c = 0{,}899 : 1 : 0{,}697.$$
$$C = \}001\{,\ A = \}100\{,\ B = \}010\{,\ m = \}110\{,\ l = \}1\bar{1}0\{.$$
$$CB = (001) : (010) = 86^\circ 36'; CA = (001) : (100) = 79^\circ 10'; AB = (100) : (010) = 73^\circ 39'.$$
$$Am = (100) : (110) = 48^\circ\ 30'; \; Al = (100) : (1\bar{1}0) = 34^\circ\ 13'.$$

Clivage }100{ parfait, }010{ imparfait. Cassant. Fracture quelque peu fibreuse. D (sur A) = 7 parallèlement à l'arête AC, et 4 1/2 parallèlement à l'arête AB. G = 3,6. Bleu à blanc. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparent; $\beta = 1{,}72$. Biréfringence négative, plutôt forte; $\gamma - \alpha = 0{,}016$,

Plan des axes incliné de 30° sur l'arête AB. Bissectrice aiguë presque normale à A ; 2H = 100°. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Saint-Gothard**.

L'andalousite et le disthène possèdent la même composition en pourcentage ; et celle-ci appartient aussi à un troisième minéral, distinct des deux, la sillimanite ou fibrolite.



Fig. 586. — Andalousite sur du micaschiste, de Lisens Alp (Tyrol).

L'**andalousite** se trouve dans des schistes qui sont le résultat de l'action métamorphique du granite et roches semblables. Les échantillons les mieux connus sont les grands cristaux trouvés dans le schiste argilacé à Rohan, dans le Morbihan (Bretagne). Ce sont de grands prismes inégaux, généralement très altérés et partiellement convertis en kaolin. Les échantilllons de Lisens Alp sont très semblables (fig. 586).

Le minéral inaltéré se trouve à Minas Geraes (Brésil) sous forme de cristaux usés par l'eau, qui montrent un remarquable dichroïsme en paraissant verts ou rouges suivant la direction où on les regarde ; des gemmes taillés dans ce minéral montrent un effet remarquable pour la même raison, si l'on dispose les facettes de manière que la lumière réfléchie obliquement par les côtés soit colorée différemment de celle qui est plus directement réfléchie par le centre.



Fig. 587. — Chiestolite du Massachusetts.

Les cristaux du Morbihan appartiennent à la variété connue sous le nom de « chiastolite, de la lettre grecque χ (χιάζω) en raison de ses inclusions carbonacées noires, qui figurent un dessin cruciforme quand on coupe les cristaux transversalement. La disposition de cette matière noire dans le cristal est très curieuse ; les diverses taches sont en forme de coin, qui deviennent plus minces vers une extrémité du cristal et plus épaisses vers l'autre ; le cœur est quelquefois en sablier, plus épais au centre que vers les extrémités ; on a supposé que cette structure spéciale de la chiastolite indique une

formation squélétale des cristaux, dans laquelle le résidu carbonacé a suivi les lignes de croissance, pendant la conversion du schiste en cristaux d'andalousite. Ces cristaux étaient connus sous le nom de « mâcles » depuis des temps reculés ; et l'on suppose que l'origine du nom est le terme héraldique macula employé pour le losange des armoiries ; on croit que cette disposition peut avoir été introduite dans leurs armoiries par la famille du vicomte de Rohan, pour représenter la chiastolite de leur voisinage.

Le **disthène** ou **cyanite**, est un minéral d'apparence très différente ; ses propriétés peuvent s'étudier le mieux dans les cristaux bleu pâle en formes de lames qui accompagnent la staurolite dans un schiste à paragonite (mica) du Monte Campione, près de Saint-Gothard en Suisse. Le disthène et la staurolite sont quelquefois unis en position régulière, comme on l'a décrit à la page 99 (fig. 219). La différence extraordinaire de dureté suivant des directions différentes (p. 130) a été découverte par Haüy, qui donna au minéral le nom de disthène (δίς et σθενος, force double) ; on peut facilement l'essayer en le rayant avec un canif, l'autre nom, cyanite, se rapporte à sa couleur bleue.

Quand on porte l'andalousite et le disthène à une température élevée (environ 1 350°), ils se convertissent en aggrégat de fibres qui donnent une extinction droite, ont une dureté uniforme de 6 1/2 et un poids spécifique de 3,2, la composition chimique restant sans changement. Ces propriétés montrent que le produit résultant se compose de sillimanite, minéral fibreux qu'on trouve dans les gneiss et les schistes, particulièrement dans ceux qui contiennent de la cordiérite.

La sillimanite compacte, connue sous le nom de fibrolite, a été souvent employée pour la manufacture des outils et ornements préhistoriques ; on l'appelle quelquefois, mais à tort, jade.

Les différences de constitution entre les deux minéraux précédents n'ont pas encore été établies. Groth a émis l'idée que le composé le plus stable, le disthène, est un métasilicate $(AlO)_2 SiO_3$, et l'andalousite moins stable un orthosilicate $Al (AlO) SiO_4$; exactement comme l'enstatite est plus stable que l'olivine parmi les silicates magnésiens.

LES ARGILES

La famille des minéraux écailleux et amorphes connus sous le nom d'argiles correspond parmi les silicates alumineux au talc en écailles et à la stéatite amorphe parmi les silicates magnésiens. Le plus important est la **kaolinite**, ou china clay, le produit presque universel de

décomposition du feldspath. On l'exploite sur une large échelle dans certains granites décomposés, pour des objets commerciaux, pour la manufacture de la faïence et de la porcelaine ; par exemple, à Saint-Austell, dans la Cornouailles, où il se rencontre en vastes masses associées avec une roche à quartz et tourmaline ; le nom est d'origine chinoise, comme l'industrie pour laquelle on exploite le minéral. La poudre blanc argenté qu'on trouve à Amlwch en Anglesey se présente sous le microscope comme entièrement composée de plaques hexagonales minuscules, avec clivage basal parfait, qui appartiennent au système monoclinique. Celle-ci et les autres échantillons purs et blancs de kaolinite ont la composition $H_4Al_2Si_2O_9$, qui correspond exactement à celle de la serpentine, $H_4Mg_3Si_2O_9$; mais beaucoup de kaolinite colorée en jaune ou brun, est impure et contient de l'oxyde ou de l'hydrate ferrique. L'argile commune est généralement un mélange de kaolinite avec beaucoup de produits de décomposition, et en partie avec d'autres silicates alumineux hydratés ; et beaucoup de composés de ce genre ont été distingués par des noms spéciaux. La plasticité de l'argile et son imperméabilité à l'eau, qualités qui lui donnent une si grande importance, peuvent être dues en partie à une texture minusculement écailleuse, et son toucher onctueux à la même cause ; la plupart des argiles peuvent se reconnaître à l'odeur terreuse qu'elles exhalent quand on respire dessus.

Le « lithomarge » (allemand, steinmark) est une kaolinite compacte qui ressemble quelque peu à la stéatite en apparence, mais qui n'a pas le même toucher graisseux. La matière diversement colorée employée par les Chinois pour ornements et images, et nommée en conséquence agalmatolite, est réellement de deux sortes : l'une est de la stéatite et l'autre un silicate alumineux compact qui a la composition $H_2Al_2(SiO_3)_4$; cette dernière correspond à un membre de la famille de l'argile, nommé pyrophyllite, qu'on trouve quelquefois en masses feuilletées, groupées radialement et se composant de cristaux biaxes clivables.

La kaolinite est un produit de décomposition de beaucoup de silicates alumineux et se trouve en conséquence comme pseudomorphose de plusieurs minéraux, par exemple de l'albite, de l'orthose, de la leucite, du béryl ; on ne la trouve pas comme résultat d'altération de l'anorthite.

SECTION XIX

LES SILICATES ALCALINS

LEUCITE

Leucite. — Silicate de potassium et d'aluminium ; $KAl(SiO_3)_2$; $K_2O = 21,58$; $Al_2O_3 = 23,40$; $SiO_2 = 55,02$. Pseudo-cubique. Forme commune, icositétraèdre }211{. Clivage dodécaèdral, très imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 5 1/5 ; G = 2,5. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente ; $\beta = 1,508$. Biréfringence très faible. Infusible. Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Vésuve**.

La **Leucite** est digne d'attention, comme étant l'un des minéraux qui ont contribué le plus à nos connaissances sur la speudo-symétrie. Bien qu'elle cristallise suivant les icositétraèdres les plus parfaits }211{, Brewster trouva qu'elle est biréfringente, et même biaxe dans certaines parties ; cette particularité avait été d'abord attribuée à une structure lamellaire. Comme on l'a indiqué à la page 218, vom Rath montra d'abord que les angles ne sont pas ceux de l'icositétraèdre cubique, et qu'il est traversé par des lamelles mâclées parallèles à (101) et (011), de sorte que le minéral a été décrit comme tétragonal. D'accord avec ces vues, la face supérieure (112) est plus facilement attaquée par les dissolvants que les faces inférieures (211) et (121). Toutefois on a trouvé depuis que les lamelles mâclées sont aussi parallèles à (110) et (110), et que les cristaux se composent de matière biaxe qui se recouvre, et le minéral est regardé comme orthorhombique ou monoclinique ; l'apparence que présentent des coupes minces parallèles à (001) et à (111) est représentée dans les figures 370, 371. Dans quelques cristaux, une bissectrice positive avec un petit angle axial émerge normalement à chaque face du cube, et ceci indique une symétrie plutôt orthorhombique que monoclinique.



Fig. 588.

Klein a montré que si l'on chauffe une coupe de leucite à 433°, entre

les nicols croisés, une ombre noire paraît s'étendre à travers la plaque, qui devient alors isotrope; au refroidissement, les lamelles mâclées apparaissent de nouveau. Rosenbuch a montré qu'à la température ci-dessus, les inégalités des faces du cristal, dues à des facettes minuscules des lamelles mâclées, disparaissent aussi, et la face devient unie et brillante (p. 220). Il n'y a donc pas de doute que le minéral n'appartienne au système cubique aux hautes températures. On a par suite émis l'idée qu'il cristallise à une haute température comme minéral cubique et qu'il se sépare en secteurs orthorhombiques en se refroidissant.

La leucite contient généralement d'abondantes inclusions d'autres minéraux qui sont situées sur des lignes régulières suivant le contour du cristal et pas influencées par ses contours optiques : c'est un autre argument en faveur des vues précédentes.

La double réfraction est si faible (pas plus de 0,001) que dans des coupes minces la leucite peut paraître isotrope, mais la lamellation mâclée est généralement discernable et trahit la biréfringence du minéral.

En traitant la leucite par une solution de chlorure ou de carbonate de sodium, Lemberg a réussi à la transformer en analcime, le composé hydraté correspondant de sodium, dont la formule ne diffère de celle de la leucite que par une molécule d'eau; par traitement avec le chlorure de sodium fondu, on la transforme en une leucite sodique (anhydre). La leucite est donc par le fait un composé instable et, telle qu'on la trouve habituellement dans la nature, elle est opaque et blanche en raison de sa conversion en analcime, ou finalement en kaolin. Son nom est dérivé de λευκος, blanc.

Quelques localités remarquables :

Vésuve. — On trouve des cristaux porphyritiques altérés de cette manière dans les vieilles laves du Vésuve, où elles sont accompagnées par de l'augite porphyritique et de l'orthose dans une pâte poreuse grise ; on trouve quelquefois de petits cristaux clairs transparents dans les laves modernes, ou bien ils tombent comme des grêlons dans une éruption ; on trouve aussi des cristaux clairs avec meionite et sanidine dans les blocs de dolomie éjectés.

Quelques-unes des laves du **Capo di Bove**, près de Rome, de **l'Eiffel**, et du **Kaiserstuhl** dans le duché de Bade, se composent presque entièrement de leucite et d'augite.

NÉPHÉLINE

Un autre silicate alcalin, souvent associé avec la leucite dans le groupe des roches alcalines (phonolite, téphrite, basalte à leucite, etc.), est la **néphéline** qui a une composition a peu près représentée par la formule $K_2Na_6Al_8Si_9O_{34}$. On trouve des prismes hexagonaux, vitreux, incolores ou blancs de néphéline dans les druses des blocs rejetés par le Monte Somma; ils sont habituellement accompagnés de sanidine, ou de grenat, mica et horneblende. Ils appartiennent au système hexagonal, ont un clivage prismatique et un bon clivage basal; ils possèdent une double réfraction faible, négative : D = 5 1/2 ; G = 2,6. La corrosion à l'acide chlorhydrique produit des figures asymétriques semblables sur les six faces du prisme, qui montrent que le minéral possède seulement un axe polaire de symétrie hexagonale et appartient à la classe XIV des pages 334-336; il est le seul représentant de cette classe parmi les minéraux; cependant les cristaux sont habituellement mâclés supplémentairement et simulent l'holosymétrie. La néphéline possède à peu près le même poids spécifique, le même pouvoir réfractif et la même biréfringence que le quartz et en coupes minces elle ne s'en distingue que par le signe de sa biréfringence. On la distingue de l'apatite, à laquelle elle ressemble, par son indice de réfraction moins élevé, qui est presque le même que celui du baume de Canada.

Comme la leucite, la néphéline est loin d'être stable, et beaucoup des cristaux porphyritiques qu'on trouve dans les roches sodiques, particulièrement dans les roches plutoniennes anciennes, sont appelés élœolite (de ἔλαιον, huile) en raison de leur lustre graisseux, qui est probablement dû à un commencement de décomposition ; ils contiennent généralement plus d'eau que la néphéline vitreuse.

La syénite éláéolitique du sud de la Norvège contient de grands prismes hexagonaux, opaques, gris, du minéral associé avec de l'orthose, de l'oligoclase, de l'augite, ægirine, etc. On trouve parmi les échantillons du Vésuve des prismes hexagonaux blancs à lustre opalin, qui ont été regardés comme des minéraux distincts et nommés *davyne* et *cavolinite*; ils paraissent être en réalité de la néphéline altérée.

La formule donnée ci-dessus pour la néphéline se rapproche de $R'AlSiO_4$. On a fait une néphéline sodique artificielle, $NaAlSiO_4$, et une néphéline potassique artificielle $KAlSiO_4$; elles semblent correspondre

au minéral, de sorte que la formule (K,Na) $AlSiO_4$, peut représenter sa composition vraie.

GROUPE DE LA SODALITE

Un autre silicate alcalin caractéristique des syénites éléaéolitiques contient aussi du chlore ; c'est la substance cubique **sodalite**, Na_4 (AlCl) Al_2 $(SiO_4)_3$ qu'on trouve souvent comme constituant bleu de la roche ; et le même minéral se rencontre dans les druses des blocs à sanidine éjectée par le mont Vésuve sous forme de beaux dodécaèdres blancs accompagnant la meionite, augite et leucite, ou le grenat et la hornblende. Le minéral bleu appelé **haüyne**, trouvé en dodécaèdres arrondis dans des druses des blocs calcaires éjectés par le Vésuve paraît être isomorphe avec la sodalite ; ce minéral est remarquable comme l'un du petit nombre des silicates qui contiennent du soufre, et sa formule, si on l'exprime comme Na_2Ca $(NaSO_4Al)$ Al_2 $(SiO_4)_3$, est analogue à celle de la sodalite.

Le **Lapis-lazuli**, la belle substance bleue trouvée en Perse et estimée de tout temps comme pierre d'ornement, est aussi un silicate de chaux-soude-alumine contenant du soufre et du chlore ; il est naturel de supposer qu'elle a une relation étroite avec le groupe de la sodalite-haüyne. Depuis de longues années, l'ultramarine faite avec du lapis a été remplacée par une matière colorante artificielle qu'on prépare sur une grande échelle en fondant du kaolin avec du carbonate de sodium et du soufre. La composition chimique de l'ultramarine artificielle n'est pas certaine, mais il est fort probable que sa riche couleur bleue est due à la présence du composé Na_4 (NaS_3Al) Al_2 $(SiO_4)_3$, qu'on peut commodément appeler la lazulite.

On avait supposé précédemment que le lapis-lazuli était un minéral simple, mais Brögger et Bäckstrom ont montré que c'est réellement une roche composée de diopside, amphibole, muscovite, calcite et pyrite de fer, avec un minéral cubique bleu ; ce minéral bleu a pratiquement la composition qu'on vient d'attribuer à la lazulite, mais il est probablement contaminé par un intermélange isomorphe d'haüyne et de sodalite, qui introduisent une certaine proportion de calcium et de chlore. La lazulite doit donc être regardée comme un minéral cubique appartenant au groupe de la sodalite-haüyne, et dans ce groupe les radicaux (ClAl), $(NaSO_3Al)$. (NaS_3Al) sont supposés capables de remplacement mutuel.

Le lapis-lazuli vrai est une substance opaque bleu foncé tachetée de points brillants de pyrite de fer ; les anciennes carrières, qui ont été

visitées par Marco Polo en 1271, sont dans le Badakschan, au-dessus de la vallée de la rivière Kokcha, qui coule dans l'Oxus : le minéral précieux se trouve dans un calcaire de couleur noire foncée et blanche, et on l'extrait en chauffant le calcaire au feu et en le cassant avec des marteaux pour en tirer le lapis-lazuli. Il est probable que le lapis de l'antiquité, pour l'origine duquel on indiquait diverses localités, provenait de cet endroit. Ce minéral est appelé *sapphiros* par Pline.

SECTION XX

GROUPE DU FELDSPATH

Les minéraux de la famille du feldspath tirent leur intérêt scientifique principal de ce fait que ce sont les plus importants de tous les constituents des roches ; et en effet la classification de la plupart des roches dépend dans une large mesure du feldspath particulier qu'elles contiennent ; l'identification des feldspaths sous le microscope a donc une extrême importance pour le géologue et c'est pour cette raison que leurs propriétés optiques ont été l'objet de beaucoup d'études. Les feldspaths qui forment les roches se présentent pour la plupart à l'état de cristaux petits ou microscopiques ; mais le feldspath potassique se rencontre en grands cristaux et en masses considérables, qu'on exploite en carrière pour la fabrication de la porcelaine. Ce minéral, par sa décomposition fournit aussi le kaolin du commerce.

Feldspath est un vieux nom allemand ou suédois de signification douteuse qui était déjà en usage dès 1750. On distinguait plusieurs variétés du minéral d'abord par leurs caractères cristallographiques, puis par leurs caractères chimiques. Le nom d'orthose était employé par Breithaupt (1823) pour désigner un feldspath à clivage rectangulaire (c'est-à-dire un feldspath monoclinique) et le nom de plagioclase a été appliqué subséquemment aux feldspaths tricliniques, dont l'angle de clivage n'est pas de 90°. Il introduisit aussi le nom d'oligoclase pour le feldspath sodique de Stockolm, qui avait été distingué comme minéral nouveau par Berzelius, et qui possédait un clivage mal défini. Ces noms sont universellement employés à l'époque actuelle. Toutefois tandis que le feldspath potassique, orthose, devenait plus fermement établi comme espèce définie appartenant au système monoclinique, une étude plus approfondie des feldspaths contenant de la soude et de la chaux indiqua que la composition du plagioclase est extrêmement variable et conduisit à employer un grand nombre de noms pour distinguer les variétés. Les plus riches en chaux furent appelées anorthite,

nom déjà employé par G. Rose (en 1823) pour les cristaux vitreux trouvés dans les blocs rejetés par le Vésuve ; les plus riches en soude furent nommées albite, nom primitivement employé par Berzelius pour un feldspath de Fahlun en Suède ; beaucoup de variétés intermédiaires furent rapportées soit à l'oligoclase, soit au labrador, minéral chatoyant du Labrador. Les diverses espèces étaient distinguées par leurs angles de clivage, par leurs réactions au chalumeau et par leur poids spécifique. Un caractère important qui permettait généralement de distinguer le plagioclase de l'orthose était les mâcles multiples du premier. Les feldspaths plagioclases se composent habituellement de fines lamelles mâclées parallèles à B, tandis que dans l'orthose B est déjà un plan de symétrie et par suite ne peut pas être un plan de mâcle. En conséquence dans le plagioclase (fig. 244) le clivage C est traversé par de fines bandes dues à une combinaison oscillatoire de C_1, C_2 de la figure 242 ; ces plans sont inclinés les uns sur les autres de 7° 12′ dans l'albite et de 8°20′ dans l'anorthite ; ils fournissent deux surfaces réfléchissantes, qu'on voit facilement quand on examine C en lumière réfléchie. Ceci est connu sous le nom de *striation mâclée du plagioclase* et elle est clairement visible, même sur une surface brisée.

Tous les feldspaths ont été naturellement rapportés à une seule et même famille en raison de la remarquable similitude de leur clivage, de leur forme cristalline, de leur dureté, de leur lustre et de leur poids spécifique ; mais à mesure que leur nature chimique fut mieux comprise, ils apparurent très différents comme composition. Le feldspath potassique, orthose, et le feldspath sodique, albite, ont une constitution semblable, $R'AlSi_3O_8$, et cependant ils appartiennent à des systèmes différents, tandis que le feldspath calcique, anorthite, a une constitution totalement différente, $R''Al_2Si_2O_8$, et cependant il paraît complètement isomorphe avec l'albite. Les différentes variétés de plagioclases contiennent tous ces éléments et ils peuvent à peine être divisés en espèces distinctes.

En 1864, Tschermak a proposé la théorie du groupe du feldspath qui est maintenant universellement acceptée. Suivant cette théorie, les plagioclases sont des mélanges isomorphes d'albite et d'anorthite et peuvent être représentés par $m NaAlSi_3O_8 + n CaAl_2Si_2O_8$. Le seul feldspath sodique pur est l'albite ($SiO_2 = 68{,}7$ p. 100) ; le seul feldspath calcique pur est l'anorthite ($SiO_2 = 43{,}16$ p. 100).

On a trouvé, dans les feldspaths sodico-calciques qu'à mesure que la soude augmente, la silice augmente et l'alumine diminue ; mais à

mesure que la chaux augmente, la silice diminue et l'alumine augmente. Ces réactions sont complètement d'accord avec les formules ci-dessus.

Les noms précédemment employés d'une manière plutôt indéfinie pour les variétés intermédiaires peuvent recevoir maintenant une signification plus précise comme il suit, en employant Ab pour représenter l'albite et An pour l'anorthite.

Oligoclase = Ab à $Ab_3\ An_1$ (SiO_2 = 68,7 à 61,9).
Andésine = $Ab_3\ An_1$ à $Ab_1\ An_1$ (SiO_2 = 61,9 à 55,4).
Labrador = $Ab_1\ An_1$ à $Ab_1\ An_3$ (SiO_2 = 55,4 à 49,1).
Bytonite = $Ab_1\ An_3$ à An (SiO_2 = 49,1 à 43,16).

Comme la plupart des plagioclases contiennent aussi de la potasse, nous devons supposer ou bien que l'orthose monoclinique peut former des mélanges isomorphes avec le plagioclase triclinique, ou bien que le feldspath potassique est dimorphe, et qu'il existe une modification appartenant au système triclinique et capable d'entrer dans ces mélanges.

Ces dernières vues sont appuyées par une découverte faite en 1876 par Descloizeaux, qui montra que beaucoup de feldspaths potassiques sont optiquement tricliniques; il les réunit sous le nom de microline, qui avait déjà été appliqué par Breithaupt à un feldspath chatoyant de Fredriksvärn, en Norvège, en raison de son angle de clivage (89°38′) différent, mais légèrement, d'un angle droit (μικρος, κλινω). Un beau minéral vert, connu sous le nom de « pierre des amazones » des montagnes Ilmen et autres localités était l'exemple le plus en évidence de ces feldspaths potassiques tricliniques. Pour les autres idées sur le microline, voir cependant page 549.

ORTHOSE

Orthose. — $KAlSi_3O_8$; K_2O = 16,9; Al_2O_3 = 18,5; SiO_2 = 64,6. Monoclinique.

$a : b : c = 0,658 : 1 : 0,555.$ $\beta = 63^\circ\ 57'$.

$m = \{110\}, C = \{001\}, B = \{010\}, x = \{10\bar{1}\}, y = \{20\bar{1}\}, n = \{021\}, o = \{\bar{1}11\}$.

$mB = (110):(010) = 59^\circ 24'; mm = (110):(1\bar{1}0) = 61^\circ 13'; Cx = (001):(\bar{1}01) = 50^\circ 17'$.

$Cy = (001):(\bar{2}01) = 80^\circ\ 18'; Cn = (001):(021) = 44^\circ\ 57'$.

Mâclée sur l'arête du prisme [001] (mâcle de Carlsbad), ou sur (021) (mâcle de Baveno). Clivage C, B, parfait; *m* imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. D = 6, G = 2,5. Incolore. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparent; $\beta = 1,524$. Biréfringence négative, faible; $\gamma - \alpha = 0,006$. Plan des axes perpendiculaire à (010). Bissectrice aiguë inclinée de 85° sur la normale à (001) et de 21° sur la normale à (100). Extinction sur B = 5°; 2E = 120°. Fusible (5). Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux (adulaires) du **Saint-Gothard.**

Les cristaux habituels de l'**Orthose**, qui se rencontrent dans les druses de beaucoup de granites, montrent les formes de la figure 589. Les cristaux des Mourne Mountains, dans le granite du Colorado, et ceux des argiles de Cornouaille sont des exemples typiques. On peut reconnaître trois habitus : 1° « l'habitus de Baveno » de la figure 590, quand les cristaux sont allongés suivant l'arête BC ; par exemple le feldspath rose des carrières de granite de Baveno ; 2° « l'habitus de la sanidine », comme la figure 602, tabulaires le long de B ; par exemple le grand feldspath gris terne du trachyte de Drachenfels, auquel ce nom a été

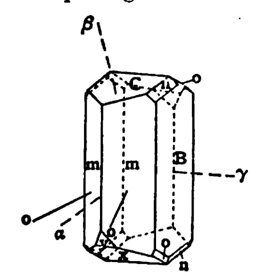


Fig. 589. — Orthose, B }010{, C }001{, *m* }110{, *x* }10$\bar{1}${, *y* }20$\bar{1}${, *o* }11$\bar{1}${, *n* }020{.

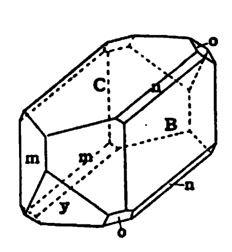


Fig. 590. — Orthose, B }010{, C }100{, *m* }110{, *y* }20$\bar{1}${, *o* }$\bar{1}$11{. *n* }021{.

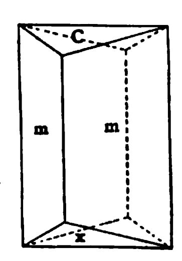


Fig. 591. — Orthose (adulaire). *m* }110{, C }001{, *x* }10$\bar{1}${.

appliqué pour la première fois (de σανις, table) ; des exemples plus parfaits sont les petits cristaux limpides trouvés dans les druses des blocs de feldspath rejetés par le mont Vésuve ; 3° « l'habitus adulaire », figure 591, caractérisé par les vitraux vitreux du Saint-Gothard, et nommés d'après le vieux nom de cette montagne, ou d'un de ses contreforts (Adula).

Les faces de clivage C, B peuvent se reconnaître sur l'orthose et le plus parfait C se distingue facilement ; en raison des fentes de clivage, la face a un lustre quelque peu perlé ; le clivage prismatique *m* est très imparfait, mais important, car il fournit un moyen commode pour orienter un cristal d'orthose. Si l'on place les clivages du prisme verticalement, le clivage supérieur C penchant vers le bas et dirigé vers l'observateur, le cristal est placé dans la position normale d'après laquelle tous les diagrammes suivants sont dessinés. La face *x* se reconnaît facilement comme plan presque symétrique de C au dos du cristal ; ceci donne une apparence de symétrie rhombique aux cristaux d'adulaire (fig. 591) ; *y*, au contraire, est presque à angle droit sur C ; le prisme *m* est souvent accompagné de petites faces de *z* }130{.

Le clino-pinacoïde B est presque toujours strié verticalement. L'ortho-pinacoïde A }100{ est rarement présent.

Dans la description du feldspath on a ordinairement l'habitude de désigner

C }001{ par P
B }010{ par M
m }110{ par T ou *l*.

Les mâcles de l'orthose se produisent suivant trois lois qui ont été nommées d'après les localités typiques où l'on a trouvé des échantillons qui les représentent.

1° *Loi de Carlsbad*. — Deux individus sont réunis par la face B (fig. 594), ou s'interpénètrent partiellement (fig. 592, 593) et sont mâclées par

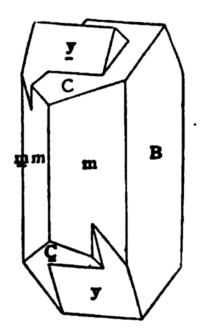


Fig. 592. — Orthose mâclée par rapport à l'axe [001] (loi de Carlsbad).

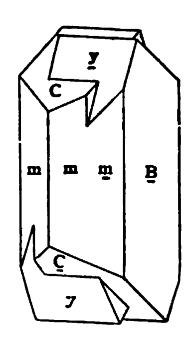


Fig. 593. — Orthose mâclée par rapport à l'axe [011] (loi de Carlsbad).

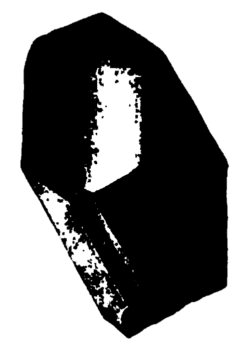


Fig. 594. — Orthose, sommet d'une mâcle de Carlsbad, terminée par C, *x*. *n*.

hémitropie autour de l'axe vertical ou arête du prisme. Puisque C et x sont presque symétriques, C de l'un des cristaux tombe presque dans un même plan avec x de l'autre ; ils feraient réellement entre eux un angle de 1° 50′ (fig. 594) et même si cet angle ne peut être découvert à l'œil, il est facile de voir que, des deux faces qui paraissent tomber dans un même plan, l'une est une face du clivage, tandis que l'autre ne l'est pas. Les cristaux peuvent être réunis soit comme dans la figure 592, soit comme dans la figure 593, et on les distingue quelquefois sous les noms de mâcles de Carslabd droites et gauches. La figure 594 montre non seulement que C_1, x_2, ne sont pas dans un même plan, mais aussi que x est terne tandis que C est uni et brillant.

2° *Loi de Baveno*. — Deux individus (généralement de l'habitus de Baveno) sont mâclés par rapport à n (021) et sont réunis par ce plan. Comme les angles Cn et Bn sont très voisins de 45°, le cristal reste en prisme presque rectangulaire et peut à première vue être confondu avec un individu unique, mais l'examen du clivage montrera que les deux

faces C sont adjacentes sur une arête et les deux faces B sur l'arête opposée. Les deux extrémités du cristal montrent une ligne de réunion diagonale caractéristique ; à une extrémité les faces *m* et *y* se rencontrent suivant de petits angles saillants en travers de cette ligne, comme le montre la figure 595 :

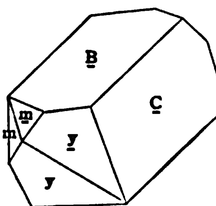
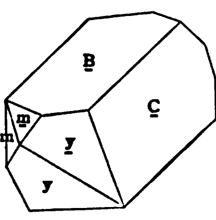



Fig. 595. — Orthose mâclée suivant (021) (loi de Baveno).



Fig. 596. — Orthose, mâcle de Baveno sur du quartz.

mm = 10° 34′, *yy* = 13° 42′ ; à l'autre extrémité sont les angles rentrants correspondants. La figure 596 représente une mâcle caractéristique de Baveno, attachée à un cristal de quartz.

La répétition de cette loi avec des plans de mâcle inclinée donne naissance à un quartet, comme dans la figure 487, dans lequel le

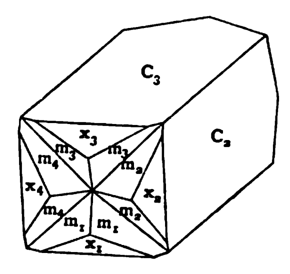


Fig. 597. — Orthose, quartet mâclé suivant }021{.

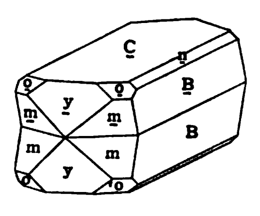


Fig. 598. — Orthose mâclée sur (100) (loi de Manebach).

prisme rectangulaire est borné maintenant par *quatre* faces C, correspondant à un clivage plus parfait; les angles rentrants donnent une apparence stellée à une extrémité du cristal ; un cinquième cristal mâclé sur le n° 4 coïnciderait presque avec le n° 1. Il est clair, d'après la figure 595, qu'un quartet peut également bien être limité par quatre faces B.

3° *Loi de Manebach.* — Deux individus mâclés sur C (001) sont réunis le long de ce plan (fig. 598). Ici les faces BB des deux individus tombent dans un plan unique.

Les lois de Baveno et de Manebach sont quelquefois combinées dans

un groupe mâclé unique ; il est souvent difficile de dire quelle est la loi qui opère. Ainsi dans la figure 597, les individus 1 et 3 sont presque exactement dans les mêmes positions relatives que les deux individus de la figure 598 ; dans la figure 598, les faces C, C sont parallèles ; dans la figure 597, les faces C_1, C_3 sont inclinées de 14′ (puisque $cn = 45° 3' 1/2$ et par suite $C_1 C_2 = 60° 7' = C_2 C_3$). Il faudrait donc des mesures très précises pour dire si la figure 597 est un quartet de Baveno ou une interpénétration de deux mâcles de Manebach ($C_1 C_3$ et $C_2 C_4$) mâclées ensemble suivant la loi de Baveno.

Les caractères optiques de l'orthose semblent être quelque peu variables. La bissectrice aiguë négative émerge toujours à environ 5° de l'axe *a* du cristal, et l'extinction par rapport à l'arête BC est par suite de 5° sur B et de 0° sur C. Dans l'adulaire, la bissectrice aiguë positive est normale à B et l'angle vrai des axes optiques est d'environ 70° ; de telle sorte qu'ils ne sont que légèrement inclinés sur les normales au prisme }110{ ; mais dans quelques échantillons l'angle 2V est aussi grand que 85°, tandis que dans d'autres il est tellement petit que le cristal est presque uniaxe.

Descloiseaux a trouvé que le changement de température produit un effet remarquable sur la position des axes optiques. Par exemple, un cristal de sanidine, pour lequel à 18° C. la valeur de 2E était de 13°, devint uniaxe pour la lumière rouge à 42° C. ; à une température plus élevée des axes optiques se séparèrent dans le plan vertical, de telle sorte que le plan des axes optiques devint parallèle à B (010) au lieu d'être perpendiculaire à C, comme il l'était à 18° C. ; au refroidissement ces phénomènes sont renversés et les axes reprennent leurs directions primitives, à moins que le cristal n'ait été chauffé au-dessus de 600° C., où le changement devient permanent.

Les diverses étapes de ce changement sont représentés par des cristaux comme on les trouve dans la nature. Quelques orthoses (1) ont les caractères normaux de la figure 589, avec le plan des axes presque parallèle à C ; d'autres (2) sont presque uniaxes ; d'autres (3) ont le plan des axes parallèle à B ; il y a généralement une dispersion bien marquée ; elle doit être horizontale dans la classe (1) et inclinée dans la classe (2) (voy. p. 188). La plupart des orthoses possèdent les caractères optiques donnés dans la figure 588 ; une cause possible des variations est la structure pseudo-symétrique citée à la page 550.

Quelques orthoses possèdent une opalescence nacrée (par exemple, la « pierre de lune » de Ceylan), et ceci accompagne habituellement

une séparation parallèle à l'ortho-pinacoïde }100{, ou à un ortho-dôme voisin de }80$\bar{1}${, et paraît due à de la lamination de matière feldspathique différente, ou à des inclusions, ou à une décomposition parallèle à cette face ; elle est généralement de couleur bleu pâle.

La couleur de l'orthose varie largement depuis la sanidine et l'adu-



Fig. 599. — Orthose sur granite, de Baveno (British Museum).

laire vitreux incolore jusqu'aux cristaux ordinaires blancs, jaunes, ou couleur de chair du granite commun ; la plupart de l'orthose est trouble et opaque, en raison d'une conversion partielle de kaolin.

L'orthose contient souvent une proportion considérable de sodium, qui, dans la plupart des cas, est probablement due à un intermélange d'albite (voy. toutefois l'anorthose, p. 551) ; ces variétés sont beaucoup plus fusibles que l'orthose qui fond à environ 1 150° C.

Quelques localités remarquables :

Mont Vésuve. — Les blocs éjectés du Monte Somma se composent souvent d'une orthose granulaire blanche et pure, avec du plagioclase, néphéline et sodalite ; dans les cavités de cette roche sont de belles petites plaques vitreuses de sanidine avec des faces ordinaires B, *m*, C,

x, *y*, *o*, *n* (fig. 589); le lustre des faces B indique quelquefois des mâcles de Carlsbad lamellaires.

Prusse Rhénane. — Le trachyte (sanidinite) de **la Larcher See** contient dans ses cavités de grands cristaux blancs de l'habitus tabulaire usuel; quelquefois ils sont rouges, par suite d'une altération et d'une teinture par l'oxyde de fer ; ils sont remarquables par l'absence complète de mâcles. Les masses qui contiennent des cristaux paraissent être des blocs volcaniques éjectés. Parmi les minéraux associés, il faut citer la noséane, néphéline, biotite, olivine, augite, horneblende.

Le trachite voisin du **Drachenfels** contient de grands cristaux porphyritiques gris de sanidine tabulaire, qui sont habituellement des mâcles de Carlsbad ; ils ont des stries verticales caractéristiques sur B, dues à des cavités microscopiques. Les cristaux simples sont des prismes carrés (B, C). Ici les cristaux sont souvent brisés et l'on en trouve les fragments pas très éloignés les uns des autres, ce qui montre qu'ils ont été formés antérieurement à la consolidation de la roche.

Baveno. — Les carrières de Baveno, en Piémont, fournissent de beaux cristaux opaques, couleur de chair, tapissant des cavités dans le granite rouge avec quartz et mica ; les cristaux ont l'habitus de Baveno et sont principalement des mâcles, triplets, etc., de Baveno, mais les mâcles de Carlsbad sont loin d'être rares. La figure 599 est une photographie d'un échantillon du Musée Britannique.

Sainte-Agnès (**Cornouailles**). — Dans beaucoup de localités de Cornouailles, le granite contient de grands cristaux porphyritiques d'orthose; les mâcles de Carlsbad sont très fréquentes et les cristaux sont souvent totalement ou partiellement convertis en kaolin blanc, de sorte qu'ils sont habituellement opaques et rugueux de contours. A **Huel Coates** (Sainte-Agnès) des paires de mâcles de Carlsbad s'interpénètrent quelquefois et se traversent l'une et l'autre suivant des angles qui indiquent des mâcles suivant d'autres lois, par exemple avec ($\bar{1}11$) et (051) comme plans de mâcle. Dans cette localité les cristaux sont souvent convertis complètement en un aggrégat granulaire brunâtre de cassétérite et de quartz.

Mourne Mountains (**County Down**). — Des duses du granite gris sont tapissées d'orthose opaque blanche à habitus de Baveno, montrant les formes B, C, *m*, *x*, *y*; on y rencontre les mâcles de Carlsbad, de Baveno et aussi de Manebach. Avec eux sont associés du quartz enfumé et de la zinnwawldite, et quelquefois aussi de la topaze et du béryl. L'orthose a quelquefois un lustre nacré spécial.

Saint-Gothard. — Les granites et les gneiss de ce district fournissent

en abondance de l'orthose, associée avec du quartz, chlorite, mica, apatite, albite et hématite ; nous citerons comme spécialement caractéristiques les cristaux vitreux à habitus de Baveno et les mâcles de Baveno, dans lesquels les faces B sont couvertes et en partie pénétrées par de la chlorite fine, tandis que C est brillant et uni avec le lustre nacré habituel. Ces cristaux sont souvent profondément corrodés. L'adulaire de cet endroit et des autres localités de la Suisse est souvent tout à fait opaque et rendu vert par de la chlorite incluse. Si les faces C, *m* sont à peu près de même taille, les cristaux d'adulaire ressemblent à rhomboèdres ; mais C peut toujours être reconnue comme face de clivage ; elle est striée horizontalement.

AUTRES FELDSPATHS ALLIÉS A L'ORTHOSE

Microcline est le nom donné au feldspath potassique triclinique. On ne peut pas le distinguer de l'orthose en composition chimique, dureté, poids spécifique et caractères généraux ; on rapporte seulement un feldspath au microcline, quand son angle de clivage, ses mâcles ou ses propriétés optiques indiquent le système triclinique. Parmi ces caractères le principal est la lamellation mâclée parallèle à B, qui donne les stries caractéristiques des plagioclases sur la face C ; elles rendent l'angle de clivage difficile à déterminer, puisque des cristaux simples non mâclés de microcline sont presque inconnus ; BC a été mesuré de 89° 25′ à 89° 45′, généralement environ 89° 30′.

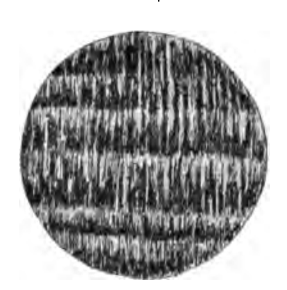


Fig. 600. — Coupe de microcline entre le nicols croisés.

Les caractères optiques sont encore plus difficiles à déterminer en raison de ce fait que les mâcles se font suivant la loi de l'albite (plan de mâcle B) et de la péricline (axe de mâcle, l'arête C*x*) ; le cristal se trouve divisé en un nombre de lamelles mâclées perpendiculaires les unes aux autres, qui produisent un grillage ou un hachurage rectangulaire, visible entre les nicols croisés et connu sous le nom de structure de microcline (fig. 600) ; dans les coupes parallèles au plan basal elle présente généralement l'apparence de deux séries de lamelles se terminant en pointe. Autant qu'on a pu s'en assurer, les caractères ressemblaient à ceux de l'orthose, excepté en ce que l'extinction sur C n'est plus droite, mais de 15° 30′ et que la bissectrice positive obtuse n'est pas perpendiculaire à B, mais inclinée de 15° 26′ sur sa

normale. L'angle des axes est aussi plus grand que dans l'orthose, $2H = 89^\circ$ environ ; quand on l'examine le long de la bissectrice obtuse (à travers le clivage B) la dispersion est $\rho < v$.

On donne le nom de « pierre des amazones » aux variétés vertes.

Quelques localités remarquables :

Pike's Peak (Colorado). — Dans le granite albitique de la région de de Pike's Peak, on rencontre de beaux et grands cristaux de pierre



Fig. 601. — Microcline (pierre des Amazones) de Piks's Peak.

des amazones (fig. 601) ; ils ont l'habitus ordinaire de l'orthose et sont mâclés suivant les lois de Carlsbad, Baveno et Manebach.

Le granite albitique des **Monts Ilmen** en Russie a fourni des cristaux verts clairs précisément semblables, et dans ces deux localités, parmi les minéraux qui les accompagnent, on trouve du quartz enfumé, topaze, et des cristaux vitreux rhomboédraux du silicate rare de beryllium, la phénacite.

Il s'est élevé des doutes relativement à la symétrie monoclinique de l'orthose en raison d'irrégularités dans les angles et les clivages. Il paraît très probable que si les mâcles en croix et les interpénétrations de microcline devenaient assez petites pour être invisibles dans le microscope, les cristaux seraient indistinguables de ceux de l'orthose et par le fait posséderaient toutes les propriétés de ce minéral. Beaucoup d'auteurs regardent l'orthose et le microcline comme un seul et même minéral, et décrivent l'orthose comme pseudo-symétrique ; s'il en est ainsi, tous les feldspaths seraient en réalité tricliniques.

L'Anorthose (allemand, natronmikroklin) est un feldspath sodico-potassique, (Na,K) $AlSi_3O_8$, qui ressemble au microcline en ce qu'il a un angle de clivage pas tout à fait égal à 90° et une structure hachurée due à des mâcles multiples suivant deux lois ; mais elles sont quelquefois si fines qu'elles sont à peine visibles. C'est le feldspath caractéristique de certains groupes de roches alcalines, par exemple des laves de l'Ile de Pantellaria. Dans quelques localités les cristaux prennent un habitus tout à fait particulier, en raison de la prédominance de *y* et de l'allongement suivant l'axe vertical ; le « porphyre rhombique » de Christiania a reçu son nom des contours rhombiques des cristaux porphyritiques de ce feldspath qu'il contient (formes C, *y*, *m*). L'anorthose contient toujours un peu de chaux.

L'**hyalophane**, remarquable comme feldspath de baryum, est un minéral monoclinique trouvé en petits cristaux vitreux d'habitus adulaire (*m x* C) comme la figure 591, dans la dolomie blanche de la Binnenthal, qui a déjà été citée comme localité pour la blende et autres minéraux. Les cristaux se rencontrent dans les cavités de la dolomie, associés avec de la barytine, du réalgar, de la pyrite et d'autres sulfures et arsénio-sulfures métalliques.

L'hyalophane correspond à la formule $K_2BaAl_4Si_8O_{24}$ (pas isomorphe (K_2, Ba)) et il peut s'exprimer comme un mélange de $BaAl_2Si_2O_8$ avec $2KAlSi_3O_8$, c'est-à-dire comme un composé de deux molécules d'orthose avec une d'un silicate de baryum semblable à l'anorthite.

Cette réunion est exactement analogue au mélange d'albite d'anorthite dans le groupe que nous avons maintenant à considérer, le groupe des plagioclases ; mais dans l'hyalophane, le mélange paraît n'exister qu'en une seule proportion définie, de telle sorte que le minéral doit être regardé comme un sel double plutôt qu'une solution solide.

LES PLAGIOCLASES

ALBITE, ANORTHITE ET LEURS MÉLANGES

Albite. — $NaAlSi_3O_8$; $Na_2O = 11,8$; $Al_2O_3 = 19,5$; $SiO_2 = 68,7$. Triclinique. Symétrie, holosymétrique.

$a : b : c = 0,6335 : 1 : 0,5577.$ $\alpha = 94° 3'$; $\beta = 116° 29'$; $\gamma = 88° 9'$.

$B = \{010\}$, $C = \{001\}$, $m = \{110\}$, $M = \{1\bar{1}0\}$;

$x = \{10\bar{1}\}$, $y = \{20\bar{1}\}$, $o = \{11\bar{1}\}$.

$BC = (010):(001) = 86° 24'$; $Bm = (010):(110) = 60° 26'$; $mM = (110):(1\bar{1}0) = 59° 14'$;

$Cm = (001):(110) = 65° 17'$; $CM = (001):(1\bar{1}0) = 69° 10'$; $Bo = (010):(111) = 66° 18'$;

$Cx = (00\bar{1}):(10\bar{1}) = 52° 16'$; $Cy = (00\bar{1}):(20\bar{1}) = 82° 7'$.

Mâcles communes ; sur le plan B (010) (loi de l'albite) ; sur l'arête C*x* [010]

(loi de la péricline). Clivage C parfait; B, *m* imparfait. Cassant. Fracture inégale. D = 6 ; G = 2,63. Incolore. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparent; β = 1,533. Biréfringence positive, faible; $\gamma - \alpha$ = 0,011. Bissectrice aiguë dans la zone BC, inclinée de 15° 36′ sur la normale à B et de 102° sur la normale à C. Bissectrice obtuse inclinée de 70° sur la normale) B et de 102° sur la normale à C. Bissectrice obtuse inclinée de 70° sur la normale à C; 2H = 82° ; $\rho < v$. Fusible (4). Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Schmirn** (Tyrol).

L'**albite**, comme le signifie son nom, se présente habituellement en cristaux blancs et les meilleurs se trouvent tapissant des cavités dans le granite ou dans le gneiss et les schistes cristallins. Le granite

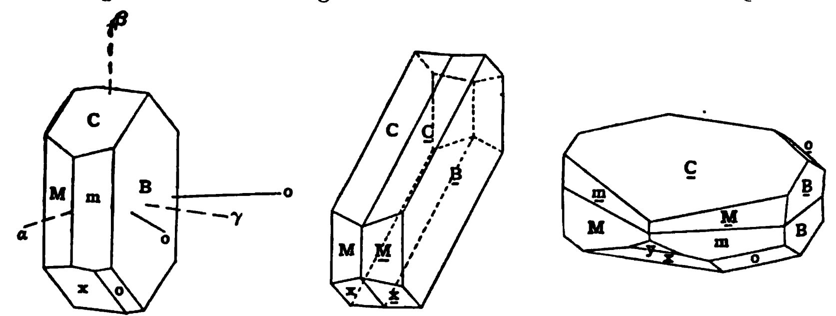


Fig. 602. — Albite, B }010{, C }001{, *m* }110{, M }1$\bar{1}$0{, *x* }10$\bar{1}${, *o* }11$\bar{1}${.

Fig. 603. — Albite, mâclée sur (010) (loi de l'albite).

Fig. 604. — Albite mâclée suivant l'axe]010] (loi de la péricline).

albitique est la source de beaucoup de minéraux rares et intéressants, et la présence de l'albite est souvent une indication qu'on peut trouver de pareils minéraux ; par exemple, la topaze et le béryl des Mourne Mountains ; la phénacite et la topaze de Pike's Peak et des Monts Ilmen ; la topaze, tourmaline, etc., de l'Oural.

L'albite ordinaire, comme le montre la figure 602, est tabulaire le long de B ; quand B est petit et quand les cristaux sont allongés suivant l'arête C*x* (l'axe *b*), les cristaux sont habituellement dits « du péricline » ; ce nom (περικλινής, penché) a été donné par allusion à l'aspect oblique des cristaux (figs. 604, 605). Comme dans l'orthose, la face B est striée verticalement. La mâcle sur B (fig. 603) est si commune qu'elle est la loi de mâcle caractéristique des plagioclases et qu'elle est connue sous le nom de loi de l'albite ; les faces C, facilement reconnaissables à leur lustre nacré, font un angle généralement rentrant, (à l'extrémité du cristal mise en évidence) de 7° 12′. Peu d'échantillons d'albite manquent à montrer cette mâcle, et elle est souvent répétée sous forme de lamellations.

La péricline est souvent màclée suivant une loi différente, dite « de la péricline » ; deux individus ayant un contact suivant le plan C dérivent l'un de l'autre, non pas par réflexion par rapport à ce plan, mais par une demi-rotation autour de l'arête Cx [010]. La figure 604 montre que les faces B, B, dans une pareille màcle ne tombent pas dans un même plan, et que leur ligne d'intersection n'est pas parallèle, l'arête CB, mais fait avec elle un angle appréciable (27° 14') (voy. plus loin, p. 556). On rencontre aussi dans l'albite des màcles suivant les lois de Carslbad, Baveno et Manebach, mais bien plus rarement que dans l'orthose.

Au point de vue de sa fusibilité, de son indice de réfraction et de sa dureté, l'albite ressemble étroitement à l'orthose, mais elle s'en distingue facilement par son poids spécifique plus élevé, comme on le montre au moyen d'un liquide pesant.

Comme composition, l'albite est entièrement analogue à l'orthose, et les deux minéraux présentent des relations étroites ; on rencontre en plusieurs localités des formations parallèles d'albite sur de l'orthose et d'orthose sur de l'albite (voy. fig. 383, p. 284); dans celles-ci les zones du prisme coïncident et les faces B, , M , m sont approximativement parallèles entre elles. Il existe des associations plus intimes : à Perth, dans l'Ontario, on a trouvé un feldspath rouge, qui a été décrit en 1843 comme feldspath sodique sous le nom de « perthite ». On a montré postérieurement que c'est une intercroissance parallèle dans laquelle les lamelles d'albite sont parallèles à l'ortho-pinacoïde }100{ de l'orthose ; on connaît maintenant un grand nombre d'intercroissances et les variétés plus fines sont destinées sous le nom de microperthite et cryptoperthite et elles passent finalement à l'anorthose.

Du Canada aussi (comté de Bathurst) provient la « péristérite », albite opalescente blanche, correspondant à la pierre de lune de Ceylan ; elle possède le même éclat bleuâtre quand on la regarde vers l'ortho-pinacoïde ; le nom a été donné par allusion à la couleur, de περιστερα, une tourterelle.

Quelques localités remarquables :

Mont Scopi (Suisse). Un gneiss blanc micacé a ses cavités copieusement tapissées de cristaux de péricline. Ils sont habituellement recouverts ou pénétrés partiellement par de la chlorite, et sont accompagnés de titanite, adulaire, axinite et apatite ; ce sont des cristaux màclés suivant la loi habituelle de la péricline. Les groupes sont quelquefois des triplets et des quartets réunis suivant la loi de la péri-

cline ; et ils peuvent aussi contenir des lamelles parallèles à B mâclées suivant la loi de l'albite. Ici et dans la Maderanerthal, de petits cristaux d'adulaire sont quelquefois situés en position parallèle sur la péricline.



Fig. 605. — Albite (péricline) de Zermatt.

On trouve des échantillons très semblables dans le gneiss et le micaschiste du district du **Saint-Gothard**, dans le canton de Wallis (fig. 605), dans la **Zillertal**, à **Pfitsch** et autres localités du Tyrol. Quelques-uns des meilleurs cristaux incolores d'albite ont été trouvés avec de la calcite tapissant des druses sans le calcaire de **Schmirn** (Tyrol).

Tintagel (Cornouailles). Les fentes d'un schiste lustré sont tapissées d'albite et de quartz avec de la calcite ; l'albite (B, C, *m*, M, *o*, *n*, *x*, *y*, etc.) est presque toujours mâclée sur B ; de fins cristaux capillaires de rutile (sagénite) se rencontrent aussi sur les échantillons.

Anorthite. — $CaAl_2Si_2O_8$; $CaO = 20{,}12$, $Al_2O_3 = 36{,}72$, $SiO_2 = 43{,}16$. Triclinique ; symétrie holosymétrique.

$a : b : c = 0{,}6347 : 1 : 0{,}5501$. $\alpha = 93^\circ\ 13'$, $\beta = 115^\circ\ 55'$, $\gamma = 91^\circ\ 12'$.

$B = \{010\}$. $C = \{001\}$, $A = \{100\}$ $m = \{110\}$, $M = \{1\bar{1}0\}$.

$x = \{10\bar{1}\}$, $y = \{20\bar{1}\}$, $o = \{11\bar{1}\}$, $v = \{24\bar{1}\}$, $f = \{130\}$, $n = \{021\}$, $e = \{021\}$, $k = \{0\bar{2}3\}$.

$a = \{1\bar{1}1\}$, $m = \{111\}$, $t = \{207\}$.

$BC = (010) : (001) = 85^\circ 50'$; $Bm = (010) : (110) = 58^\circ 4'$; $mM = (110) : (1\bar{1}0) = 59^\circ 29'$.
$Cm = (001) : (110) = 65^\circ 53'$; $CM = (001) : (1\bar{1}0) = 69^\circ 20'$; $CA = (001) : (100) = 63^\circ 57'$.
$Cx = (00\bar{1}) : (10\bar{1}) = 51^\circ 26'$; $Cy = (00\bar{1}) : (20\bar{1}) = 81^\circ 14'$; $Ce = (00\bar{1}) : (021) = 42^\circ 38'$.

Mâclée sur l'arête [001] (loi de Carlsbad), sur la face (010) (loi de l'albite) ; sur la face (021) (loi de Baveno), sur la face (001) (loi de Manebach). Clivage C parfait ; B moins parfait. Cassante. Fracture conchoïdale. $D = 6\ 1/2$; $G = 2{,}75$. Incolore. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente ; $\beta = 1{,}58$. Biréfringence faible, négative ; $\gamma - \alpha = 0{,}013$. Bissectrice obtuse perpendiculaire à *e*. Bissectrice aiguë inclinée en dedans du cristal de 53° 14′ sur la normale à C (001), de 58° sur la normale à B (010), de 16° 52′ sur la normale à *o* $(11\bar{1})$; $2H = 85^\circ$; $\rho < v$. Fusible (5). Décomposée avec gélatinisation par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Vésuve**.

L'**Anorthite** pure est un minéral rare ; les beaux cristaux vitreux du Vésuve contiennent de petites proportions de soude et de potasse et

les données optiques sont déduites de leur étude. La figure 606 représente la riche combinaison de formes sur ces cristaux, sur lesquels on a aussi observé des mâcles suivant les lois de l'albite, de la péricline, de Carlsbad et de Manebach. L'habitus des cristaux est très varié. Les faces B ne sont pas striées d'une manière marquée comme dans l'orthose et l'albite. L'anorthite se distingue de ces minéraux par sa moins facile fusibilité et par l'action plus facile des acides. Comme on l'a expliqué à la page 281 et plus loin, l'observation en lumière parallèle et convergente des plaques de clivage parallèles à C et B servent à distinguer ces trois feldspaths principaux les uns des autres.

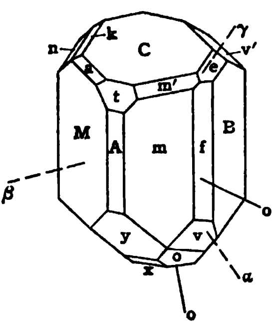


Fig. 606. — Anorthite, A $\{100\}$, B $\{010\}$, C $\{001\}$. *m* $\{110\}$, M $\{1\bar{1}0\}$, *f* $\{130\}$, *t* $\{207\}$, *m'* $\{111\}$. *e* $\{021\}$, *k* $\{0\bar{2}3\}$. *n* $\{0\bar{2}1\}$, *y* $\{20\bar{1}\}$, *x* $\{10\bar{1}\}$, *o* $\{11\bar{1}\}$. *v* $\{24\bar{1}\}$, *v'* $\{\bar{2}41\}$, *a* $\{1\bar{1}1\}$, du Vésuve.

Localités remarquables :

Mont Vésuve. — Des cristaux limpides se rencontrent dans les blocs éjectés du Monte Somma (fig. 606); dans les blocs de calcaire, ils sont accompagnés de mica, dans les blocs à augite par de la leucite (vitreuse), par du spinelle (octaèdres noirs), par de la méionite (prismes carrés vitreux).

Japon. — Dans le basalte de l'**île Miyake**, grands cristaux porphyritiques, blancs, opaques, couverts d'une croûte noire; formes C, B, *y*, *m*, M, fréquemment mâcles de Carlsbad.

Les plagioclases intermédiaires. Oligoclase à Bytonite.

Les divers feldspaths sodico-calciques sont, pour la plupart, cristallisés d'une manière moins parfaite que l'albite et l'anorthite, et beaucoup d'entre eux sont surtout connus comme constituents de roches, à l'état massif, porphyritique, ou microscopique, mais habituellement sans faces bien définies. Maintenant que la loi de leur composition comme mélanges isomorphes d'albite et d'anorthite est établie, la composition d'un échantillon quelconque et sa place dans la série peuvent être établies par son poids spécifique et l'examen optique des plaques de clivage C et B, comme on l'a décrit aux pages 281-82. La table suivante résume les données essentielles pour l'albite et l'anorthite, — les deux extrémités de la série — et pour cinq des mélanges interm-

diaires, dont les compositions sont données dans la seconde colonne. Les nombres d'une colonne quelconque étant pointés sur une courbe suivant la composition, la valeur pour un autre plagioclase intermédiaire quelconque de composition connue peut se déduire de sa place sur la courbe.

Pour les usages pratiques, les angles d'extinction sur C et B sont les plus commodes, et ils sont suffisants ; mais les mâcles rendent quelquefois leur détermination difficile.

		POIDS spécifique.	SiO_2	EXTINCTION sur C.	EXTINCTION sur B.	β	VISIBLE A TRAVERS B ; Angle avec la normale.	ANGLE de la section rhombique.
Orthose		2,565	64,6	0°,0	+ 5°	1,523	+ Bis. 0° 0′	
Microcline . . .		2,56	64,6	+ 15° 30′	+ 5°	1,526	+ Bis. 15° 20′	
Albite.	Ab	2,624	68,7	+ 4° 30′	+ 19°	1,534	+ Bis. 15° 36′	+ 27°
Oligoclase-Albite	Ab_6An	2,645	64,9	+ 2° 45′	+ 12°			+ 10°
Oligoclase . . .	Ab_3An	2,659	62,0	+ 1° 4′	+ 4° 36′	1,542		+ 3°
Andésine. . . .	Ab An	2,694	55,6	— 5° 10′	— 16°	1,558		— 1°
Labrador. . . .	$Ab\ An_2$	2,728	49,3	— 17° 40′	— 29° 28′	1,570		— 9°
Bytownite . . .	$Ab\ An_6$	2,742	46,6	— 27° 33′	— 33° 29′			— 10°
Anorthite. . . .	An	2,758	43,2	— 37°	— 36°	1,582	Axe opt. 43° 12′	— 16°

Pour le quartz, poids spécifique = 2,653 ; ω = 1,544 ; ε = 1,553.

La dernière colonne donne l'angle entre l'arête CB et la ligne de réunion sur la face B entre les individus de la mâcle de la péricline.

On peut montrer que, si les deux cristaux d'albite de la figure 607 se

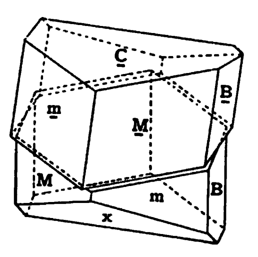


Fig. 607. — Plagioclase mâclé sur l'axe [010] (mâcle de la péricline).

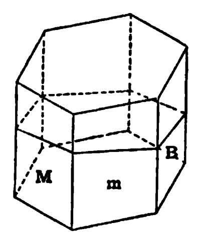


Fig. 608. — Albite. Section rhombique.

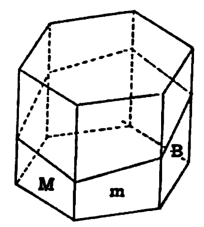


Fig. 609. — Anorthite. Section rhombique.

rencontrent uniformément, comme dans la figure 604, leur plan de contact n'est pas parallèle à C, mais est un plan dont l'intersection avec les faces du prisme M, *m*, est un rhombe ; c'est pour cette raison qu'on l'appelle la section rhombique ; son inclinaison sur le plan basal dépend des angles du cristal. La figure 608 montre la position de la section

rhombique pour l'albite et la figure 609 pour l'anorthite. La trace de ce plan sur B fait un angle de + 27° avec l'arête BC pour l'albite et de — 16° pour l'anorthite (les signes + et — étant employés dans le même sens

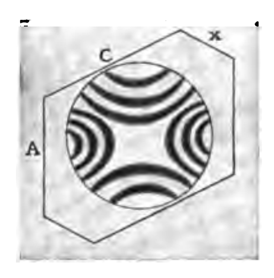


Fig. 610. — Albite, clivage B (010).

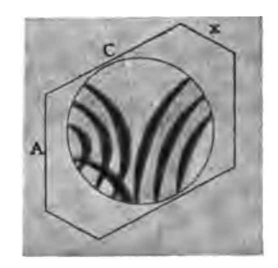


Fig. 611. — Labrador, clivage B (010).

que pour les extinctions sur B (voy. fig. 381). Pour les plagioclases intermédiaires, l'angle a des valeurs intermédiaires.

Les directions des bissectrices et des axes optiques peuvent se com-



Fig. 612. — Anorthite, clivage B (010).

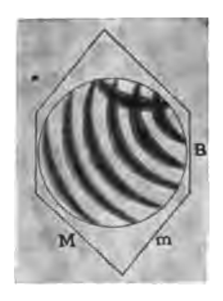


Fig. 613. — Labrador, clivage C (001).

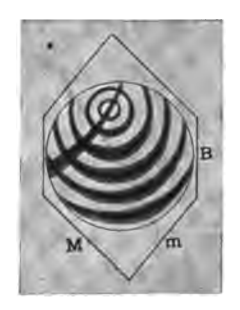


Fig. 614. — Anorthite, clivage C (001).

prendre au moyen de la figure 382 (p. 280) ; quand nous passons dans la série depuis l'albite jusqu'à l'anorthite, la bissectrice positive voyage de γ_{Ab} à γ_{An} et la bissectrice négative de α_{Ab} à α_{An} ; l'angle 2V est d'environ 77° pour tous. Les figures de 610 à 614 montrent les figures d'interférence données en lumière convergente par des plaques de clivage B pour l'albite, et B et C pour le labrador et l'anorthite.

L'indice de réfraction moyen (colonne 7 du tableau précédent) peut être déterminé approximativement par le réflectomètre total ou par immersion dans des liquides d'indice de réfraction connu, ou quelquefois, dans les coupes de roche (quand le feldspath est en contact avec un cristal de quartz) par la méthode de Becke, décrite à la page 308. Les indices de réfraction du quartz se trouvent entre ceux de l'oligoclase

et de l'andésine ; il n'est donc pas difficile de dire si le feldspath appartient aux plagioclases plus acides au-dessus de l'oligoclase dans le tableau précédent, ou aux plagioclases plus basiques en dessous de l'andésine dans la série.

La facilité relative avec laquelle ils sont attaqués par les acides distingue les plagioclases basiques des plagioclases acides ; d'autre part, ces derniers sont plus fusibles.

On ne se sert généralement pas d'essais chimiques pour distinguer les divers membres de la série, car en général ils contiennent tous non seulement de la soude et de la chaux, mais aussi de la potasse. Des essais comparatifs soignés de la couleur communiquée à la flamme d'un brûleur Bunsen (essais à flamme de Szabo) donnent généralement une estimation suffisamment acceptable des proportions relatives de soude et de chaux pour placer un plagioclase approximativement dans sa position dans la série ; un examen qualitatif pour calcium est aussi utile comme confirmation. La présence de la potasse en petites quantités dans la plupart des plagioclases suggère qu'ils peuvent aussi contenir une adjonction isomorphe de microline, anorthose ou orthose. Les formations zonées d'un feldspath avec un ou plusieurs autres sont très communes dans les roches ; on peut quelquefois les discerner dans les coupes sous forme de bandes régulières entourant un noyau, les extinctions dans les bandes successives étant différentes. Quand la composition change graduellement du noyau vers l'extérieur, le cristal dans son ensemble ne possède pas d'extinction définie, mais une onde d'ombre passe sur la section dans un sens ou dans l'autre, quand on la fait tourner entre les nicols croisés.

Voici des exemples typiques de quelques-uns des plagioclases les plus en évidence :

Oligoclase. — A **Arendal**, en Norvège, des filons dans le granite contiennent de grands cristaux jaunâtres d'oligoclase, avec orthose, quartz, épidote, grenat et calcite. Ils ont généralement l'habitus et les mâcles de la péricline, mais présentent quelquefois beaucoup l'apparence de l'orthose ; l'inclinaison positive de la section rhombique montrent qu'ils appartiennent à l'extrémité albite de la série. Le minéral a approximativement la composition Ab_4An_1 à Ab_6An_1.

A Tvedestrand, non loin d'Arendal, on trouve dans le gneiss des masses rougeâtres clivables du minéral connu sous le nom de « pierre de soleil ». C'est une superbe « aventurine » ou feldspath (pailleté) avec un reflet doré ou un éclat qui paraît dû à des écailles d'hématite ou

de gœthite incluses. On peut habituellement voir la striation des plagioclases sur C, et l'on peut quelquefois reconnaître la petite inclinaison de la section rhombique. Le minéral a à peu près la composition Ab_3An_1.

Andésine. — A **Bodenmais**, en Bavière, la remarquable roche du Silberberg se compose en partie d'un feldspath vert foncé, quelque peu graiseux, associé avec de la magnétite, biotite, pyrrhotine, chalcopyrite, quartz, etc. Ce feldspath est en partie de l'orthose, en partie un minéral qui montre la striation des plagioclases, et quelquefois la structure du microline. Le poids spécifique, 2,68, et la composition ($SiO_2 = 58$ p. 100) de pareils échantillons justifie leur référence à l'andésine, mais le minéral est tellement mélangé avec de l'orthose et d'autres feldspaths que sa détermination est difficile.

En se rapportant au tableau de la page 556, on verra que quelques variétés d'andésine ou d'oligoclase-andésine peuvent facilement être confondues avec de l'orthose, car l'extinction sur C et B est d'environ 0° et 45° respectivement, et la section rhombique peut sembler parallèle à C. Toutefois, dans un pareil feldspath, le poids spécifique sera plus élevé que celui de l'orthose, et presque égal à celui du quartz.

Labrador. — On rencontre sur la côte du **Labrador** des masses d'une roche composée principalement d'hypersthène et de labrador. Ces deux minéraux peuvent avoir une superbe iridescence; et les échantillons très employés pour les usages décoratifs sont connus sous le nom de « spath de labrador ». Le labrador se trouve en très grandes masses et montre un magnifique jeu de couleurs, généralement bleues, mais aussi vertes, jaunes ou rouges ; les lamelles mâclées sont souvent en évidence sous forme de bandes de couleurs différentes, et elles indiquent généralement la loi de l'albite. L'iridescence est un effet d'interférence principalement dû à des inclusions lamellaires, qui peuvent être du diallage, de l'hématite, de l'ilménite ou de la gœthite. Il est difficile de déterminer les caractères du feldspath avec certitude, mais le poids spécifique (allant jusqu'à 2,7), les angles d'extinction (— 5° et — 17°) et la composition ($SiO_2 = 54$ à 56 p. 100) indiquent que le minéral possède à peu près la constitution Ab_1An_1, et appartient à l'extrémité andésine de la section du labrador.

Bytownite. — Des cristaux bien définis des plagioclases plus basiques sont rares; ils se présentent le plus souvent comme constituents de

basaltes, gabbros, serpentines et autres roches basiques. On avait donné ce nom au feldspath d'une roche de Bytown au Canada, qui a finalement été reconnue un mélange d'anorthite avec d'autres feldspaths. Les angles d'extinction élevés sont suffisants pour identifier les plagioclases plus basiques dans les coupes de roches et pour les distinguer des plus acides. La méthode habituelle consiste à examiner un grand nombre de coupes de cristaux et de déterminer l'extinction *maximun* dans la zone BC; cette dernière pour un bytownite monte à 37°, tandis que pour une oligoclase elle ne s'élèvera pas au-dessus de 2°. Les feldspaths, qui constituent les roches, sont généralement allongés suivant la zone BC.

SECTION XXI

SILICATES CONTENANT DES HALOGÈNES

GROUPE DU MICA

Mica (allemand, glimmer). — Les micas se rencontrent très communément comme constituents des granites, gneiss et schistes et quelques variétés sont exploitées sur une large échelle pour les besoins commerciaux, pour servir de verres de lampe, d'isolateurs électriques, etc. Ils cristallisent suivant des formes presque hexagonales et possèdent un clivage basal extrêmement parfait. Avant l'époque de l'analyse chimique, on les distinguait du talc, gypse et autres pareils minéraux clivables par ce fait que les plaques de clivage sont extrêmement élastiques et non ployables.

En réalité on comprend sous le nom de mica un très grand nombre de minéraux différents, bien que sans nul doute étroitement alliés. Ce sont tous des silicates d'aluminium et de K, Na, Li (les micas alcalins) ou de Fe, Mg (micas ferro-magnésiens) contenant généralement aussi F et de l'eau de constitution (H ou HO).

Les cristaux les mieux définis sont ceux du mica ferro-magnésien biotite, qu'on trouve en cristaux brillants verts, noirs ou rougeâtres dans les blocs rejetés du Monte Somma (Mont Vésuve) avec d'autres minéraux bien cristallisés. On peut les prendre comme type du mica, et c'est à eux que s'applique la description suivante.

Biotite. — Silicate d'aluminium, magnésium, fer et potasse. Une analyse typique a donné $SiO_2 = 30{,}30$, $Al_2O_3 = 16{,}95$, $Fe_2O_3 = 7{,}86$, $MgO = 21{,}89$, $K_2O = 7{,}64$, $H_2O = 4{,}02$, $F = 0{,}89$ avec un peu de FeO, MnO, CaO et Na_2O correspondant (approximativement seulement) à $K_2HMg_6Al_3(SiO_4)_6$. Monoclinique.

$$a : b : c = 0{,}577 : 1 : 3{,}274. \qquad \beta = 90^\circ\ 0'.$$

$$M = \{221\},\ B = \{010\},\ C = \{001\},\ \mu = \{11\bar{1}\}.$$

$$\mu\mu = (11\bar{1}) : (1\bar{1}\bar{1}) = 59^\circ\ 14'; C\mu = (001) : (\bar{1}11) = 81^\circ\ 19'; MM = (221) : (2\bar{2}1) = 59^\circ\ 48'.$$

$$CM = (001) : (221) = 85^\circ\ 38';\ 110 : 1\bar{1}0 = 60^\circ\ 0'.$$

Mâclée; plan de mâcle parallèle à (110) ; face de combinaison C. Clivage C, parfait. Lamelles élastiques. Fracture inégale. D = 2 1/2; G = 2,86. Bissec-

trice aiguë inclinée de 0° 30′ sur la normale à C. Plan des axes optiques parallèles à B; $\beta = 1{,}6$. Biréfringence, négative, forte; $\gamma - \alpha = 0{,}04$; $\rho < v$; $2E = 12° 48'$, pour le jaune, $12° 22'$ pour le rouge. Pléochroïque, α vert, β et γ brun foncé. Translucide. Couleur vert foncé. Lustre vitreux. Trait incolore. Fusible avec difficulté. Décomposée par l'acide sulfurique, en laissant un squelette de silice.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Vésuve**.

Les principaux micas sont généralement séparés dans les groupes suivants :

Muscovite (mica potassique). — $SiO_2 = 42 - 55$, $Al_2O_3 = 20 - 38$, $K_2O = 8 - 12$, $H_2O = 2 = 6$. $2E = 56 - 76°$; $\rho > v$. Plan des axes perpendiculaire au plan de symétrie (fig. 615).

La **Muscovite** (ainsi nommée parce qu'on l'a trouvée pour la première fois en Russie) est le mica le plus commun et la variété habituellement

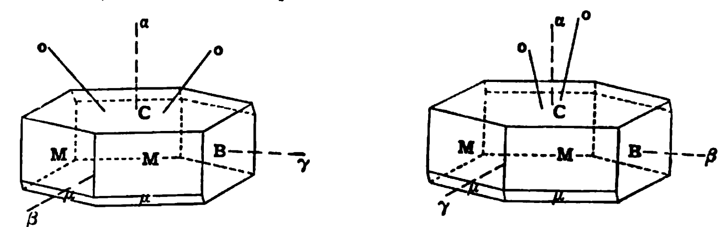


Fig. 615. — Muscovite, C {100}, B {010}, M {221}, μ {11$\bar{1}$}.

Fig. 616. — Phlogopite, C {001}, B {010}, M {221}, μ {11$\bar{1}$}.

contenue dans les granites et les micaschistes; elle est généralement de couleur pâle, quelquefois incolore, avec un lustre nacré sur la surface de clivage ; elle se rencontre généralement comme les autres micas en écailles hexagonales, mais quelquefois en longs cristaux se terminant en pointe, avec des faces latérales rugueuses et irrégulières, de l'habitus représenté dans la figure 619, et tendant toujours tout naturellement à se fendre en travers de leur longueur.

Lépidolite (mica lithinique). — $SiO_2 = 49 - 52$, $Al_2O_3 = 26 - 33$, $Li_2O = 1 - 6$, $K_2O = 4 - 10$, $F = 3 - 8$. $2E = 76°$ environ ; $\rho > v$. Plan des axes perpendiculaire (aussi parallèle) au plan de symétrie.

Le **Lépidolite** est un minéral de couleur rose ou lilas qu'on ne trouve qu'en aggrégats écailleux; le nom est dérivé de λεπις, une écaille; la couleur est probablement due à du manganèse.

Paragonite (mica sodique). — $SiO_2 = 44 - 50$, $Al_2O_3 = 36 - 40$, $Na_2O = 4 - 8$, $H_2O = 2 - 5$. $2E = 70°$ environ ; $\rho > v$. Plan de axes perpendiculaire au plan de symétrie.

Paragonite était le nom donné au schiste blanc dans lequel on trouve du staurolite et du disthène au Monte Campione, en Suisse; on supposait primitivement que la roche était un talc-schiste jusqu'à ce que l'analyse ait montré que c'est un silicate alumino-sodique et non pas magnésien. Le nom (παραγω, j'égare) a été donné par allusion à ce fait.

Phlogopite (mica magnésien). — $SiO_2 = 42$, $Al_2O_3 = 12$, $MgO = 27$. $2E = 0° - 20°$; $\rho > v$. Plan des axes parallèle au plan de symétrie (fig. 616).

Le **Phlogopite** comprend les micas jaunes et bruns, qu'on trouve quelquefois, comme la muscovite, en prismes ou en pyramides grossières qui vont en diminuant; comme la muscovite aussi il montre un lustre nacré sur les faces de clivage. Ce minéral se trouve dans les calcaires métamorphiques, quelquefois en cristaux tout à fait grands. Il est impossible d'établir une distinction bien nette entre le phlogopite et la biotite.

Biotite (mica ferro-magnésien). — $SiO_2 = 33 - 40$, $Al_2O_3 = 16 - 24$, $Fe_2O_3 + FeO = 10 - 30$, $MgO = 7 - 22$, $K_2O = 1 - 10$, $H_2O = 0 - 10$. $2E = 0° - 20°$; $\rho > v$.

Par le fait, la **Biotite** peut être regardée comme un phlogopite ferrugineux; elle comprend les micas de couleur foncée, qu'on trouve souvent ensemble, avec la muscovite blanche, comme constituents du granite, et elle se rencontre très communément dans les roches éruptives et les schistes cristallins. Quelques-unes des biotites ont un angle axial presque inappréciable, et le nom a été primitivement donné à tous les micas magnésiens en l'honneur de Biot, qui (en 1816) a trouvé qu'ils sont uniaxes.

Zinnwaldite (mica ferro-lithinique). — $SiO_2 = 43 - 46$, $Al_2O_3 = 20 - 22$, $K_2O = 5 - 10$, $LiO = 1 - 4$, $F = 5 - 8$. $2E = 50° - 70°$. $\rho < v$. Plan des axes parallèle au plan de symétrie.

Zinnwaldite était le nom appliqué au mica des filons stannifères de Zinnwald, en Bohême, et l'on a généralement trouvé que ces micas ferro-lithiniques se rencontrent dans des veines pegmatitiques dans les gneiss et les granites, particulièrement dans ceux qui produisent de la cassitérite associée à de la fluorine.

Tous les micas cristallisent dans le système monoclinique avec des angles qui correspondent presque à la symétrie hexagonale; ils ont la

forme de tables ou de colonnes hexagonales, dont l'angle du prisme est presque de 60°, bien que le prisme soit légèrement incliné sur sa base. Il pourrait paraître plus naturel de prendre le prisme proéminent M de la figure 615 comme }110{, et quelques auteurs le font; ici nous avons pris le prisme M pour }221{, parce qu'avec cette notation (110) est une face de la zone CM exactement perpendiculaire à C, de sorte que le cristal peut être rapporté à trois axes rectangulaires; de plus ce plan (110) est le plan de mâcle commun des micas, bien qu'on

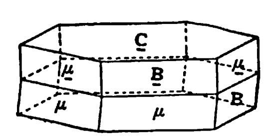


Fig. 617. — Biotite mâclée sur (110).

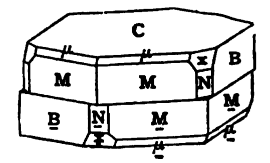


Fig. 618. — Muscovite mâclée sur (110).

ne le trouve pas comme face du cristal. L'arête supérieure CM de la figure 615 est quelquefois remplacée par des facettes de *o* }112{ (C*o* = 73° 1′).

Dans les cristaux mâclés (fig. 617) un individu se trouve sur l'autre, les faces C étant en contact; le plan de mâcle est parallèle à (110) plan qui remplace l'arête Mμ et est perpendiculaire à C. Le cristal inférieur de la figure 617 correspond au cristal supérieur de 618 et le plan de mâcle tronque l'arête $\mu\underline{\mu}$ ou $M\underline{M}$; la mâcle peut se reconnaître par les angles rentrants entre les deux individus. $B\mu = 8° 41'$, $\mu\underline{\mu} = 17° 22'$. La figure 617 est de la biotite du Vésuve. La figure 618 représente un petit cristal brun de muscovite de la Sulzbachthal, dans le Tyrol; ici N = (261), $x = (\bar{1}31)$. Par comparaison avec la figure 615, cette figure est tournée autour de l'axe *a* dans la position adoptée par beaucoup d'auteurs pour le mica; μ devient }111{ et M devient }$2\bar{2}1${ si l'axe vertical est coupé en deux, les indices sont μ = }221{, M = }$44\bar{1}${ et $a : b : c = 0{,}557 : 1 : 1{,}637$; ces axes sont souvent adoptés.

En raison de la mâcle et du caractère rugueux des faces de la pyramide, la plupart des grands cristaux de mica sont des prismes rudes se terminant en pointe à une extrémité, avec des côtés très irréguliers (fig. 619); mais à cause de son clivage très facile, le minéral se trouve généralement en plaques ou écailles irrégulières ou en lames de clivage.

Les cristaux atteignent quelquefois de grandes dimensions et peuvent mesurer plus d'un mètre en travers, comme dans le mica de l'Inde, de la Russie et des États-Unis, employé pour les usages commerciaux.

Tous les minéraux de ce groupe se ressemblent entre eux et se distinguent des autres minéraux par leur clivage basal extrêmement parfait, qui permet de les séparer en plaques parfaitement unies et en écailles d'une extrême minceur (propriété utilisée pour produire la plaque de mica 1/4 d'onde, p. 202) et aussi par leur *élasticité*, de sorte que les plaques de clivages ne restent pas pliées, comme le gypse, mais se redressent après avoir été courbées.

Quelques-uns des micas sont presque, ou tout à fait, uniaxes, tandis que d'autres sont biaxes avec un grand angle, mais ils sont tous semblables pour le signe et la grandeur de leur double réfraction, qui est toujours négative et très forte, tandis que le pouvoir réfringent est faible. Les micas colorés sont fortement pléochroïques, les rayons qui vibrent parallèlement au clivage étant beaucoup plus absorbés que ceux qui vibrent perpendiculairement à lui ; donc une coupe de mica faite en travers du clivage paraît la plus noire quand ses lignes de clivage sont parallèles à la plus courte diagonale du prisme de nicol polariseur. Dans les coupes de roches, ceci distingue facilement une coupe transversale de mica de celle d'un prisme de tourmaline, car cette dernière paraît la plus foncée quand l'arête du prisme est parallèle à la plus longue diagonale du polariseur (pp. 209-210 fig. 361, 362). Même quand il n'y a pas de contour cristallin visible, la nature monoclinique d'un cristal de mica peut se démontrer par le simple examen d'une plaque de clivage ; car, que la plaque soit uniaxe ou biaxe, on trouvera que l'axe optique ou la bissectrice aiguë n'est jamais rigoureusement perpendiculaire au plan de clivage, mais fait avec la normale à ce plan un angle qui peut varier depuis quelques minutes jusqu'à huit degrés et se trouve dans le plan de symétrie B.

Quand la température change, l'inclinaison de la bissectrice sur le plan de clivage change légèrement, tout en restant dans le plan de symétrie, et cette propriété a permis à Hintze de démontrer qu'un cristal rouge brun très parfait du Vésuve, que les mesures faisaient paraître hexagonal ou orthorhombique comme symétrie, était en réalité monoclinique, puisque dans ces systèmes, l'axe optique ou la bissectrice aiguë resterait perpendiculaire au plan de base à toutes les températures, tandis qu'on observait un changement de plus de 30′ à 178°.

On peut trouver la position du plan de symétrie dans une plaque quelconque de clivage d'un mica biaxe au moyen des *figures de percussion*. Cette figure, comme on l'a expliqué à la page 128, se compose d'une étoile à six rayons, qui se coupent suivant des angles de 60° ; l'un d'eux (ordinairement mieux défini que les autres) étant parallèle à (010).

On trouvera maintenant que l'un de ces rayons est perpendiculaire ou parallèle au plan des axes optiques ; ce rayon particulier doit donc être la trace du plan de symétrie, et dans le premier cas la plaque de clivage est dite appartenir à un ***mica de la première classe*** (mica macrodiagonal), et dans le second cas à un ***mica de seconde classe*** (mica brachydiagonal).

La figure (*figure de pression*) produite en exerçant une pression avec une pointe mousse sur une plaque de clivage est une étoile à six rayons, dont les rayons bissectent les angles entre ceux de la figure de percussion et indiquent l'existence de plans de glissement parallèles aux faces des diverses pyramides ; ces figures ont été rapportées aux formes $\{\bar{2}05\}$ et $\{135\}$.

L'*astérisme* montré par certains micas, qui est particulièrement commun dans la phlogopite, est probablement dû à de fines inclusions disposées suivant les plans de glissement. Une tache de lumière examinée à travers une plaque de clivage d'un pareil mica apparaît comme une étoile à six rayons ; quelquefois comme une étoile à douze rayons ; ou bien elle peut donner six ou douze images de la tache. Des inclusions de divers minéraux sont très communes dans le mica, elles sont habituellement sous forme de plaques très minces, parallèles au clivage du mica. Même la tourmaline (comme dans la muscovite de Paris dans le Maine) et le grenat (dans la muscovite d'Haddam, Connecticut) se rencontrent comme écailles ou plaques transparentes. On trouve dans la muscovite de Pennsbury (Pensylvanie) de belles inclusions dentritiques brunes et rouges de symétrie hexagonale. Elles se composent probablement d'hématite et de goéthite.

En ce qui regarde leur composition chimique, les micas sont extrêmement différents et difficiles à classer ; il y a peu de doute qu'ils ne soient finalement rapportés à certaines séries isomorphes, comme les feldspaths et les grenats, mais à présent il est impossible d'assigner avec une certaine certitude une formule générale pour le groupe entier ou même pour une section du groupe ; on en a fait un essai à la page 648.

En tant que constituants des roches, ils sont grossièrement divisés en micas noirs et micas blancs. Les micas ferro-magnésiens noirs sont généralement uniaxes ou à peu près, et on les classe ensemble sous le nom de biotite ; les micas potassiques blancs sont généralement biaxes, avec un angle apparent d'environ 60° ; ils sont classés ensemble sous le nom de muscovite.

Quelques-uns des micas foncés ont une composition représentée approximativement par la formule $(K, H)_2 (Mg, Fe)_2 Al_2 (SiO_4)_3$, dans

laquelle le rapport de l'oxygène est celui d'un orthosilicate. Quelques-uns des micas clairs ont à peu près la composition $H_2KAl_3 (SiO_4)_3$. Mais il y a d'autres variétés qui ne peuvent pas être regardés comme des orthosilicates; un silicate alumino-calcique, connu sous le nom de margarite, et quelquefois rapporté au groupe du mica, est en apparence représenté par la formule $H_2CaAl_4Si_2O_{12}$ (voy. toutefois plus loin, p. 600). L'eau qui est contenue dans les micas s'en va le plus généralement à haute température, et doit être regardée comme de l'eau de constitution, bien que, dans beaucoup d'échantillons, il puisse y avoir une certaine quantité d'eau retenue mécaniquement entre les fines lamelles de clivage, et qui s'en va à 100°. De quelle manière le fluor entre-t-il dans la composition d'un mica, comment l'hydrogène est-il combiné, comment peut-on expliquer l'excès ou l'insuffisance de l'oxygène et de quels acides siliciques des minéraux sont-ils les sels? ce sont là des difficultés qui n'ont pas encore reçu de solution satisfaisante.

Pour les besoins ordinaires le groupe se divise de la manière la plus commode comme ci-dessus en :

Micas ferro-magnésiens	Biotite.
Micas alcalins-Mica potassique.	Muscovite.
Mica sodique	Paragonite.
Mica lithinique	Lépidolite.

Beaucoup d'auteurs ajoutent :

Micas sodiques.	Margarite.

On distingue comme zinnwaldite les variétés qui sont à la fois riches en lithine et en fer; celles qui contiennent beaucoup de magnésie et peu de fer sont connues comme phlogopite.

On a fait beaucoup de tentatives pour déterminer les composés dont ces minéraux peuvent être regardés comme des mélanges isomorphes.

La théorie de Tschermak pour le groupe des micas est la suivante :

Les micas alcalins, connus sous le nom de damourite, dans lesquels la proportion Al : Si est 1 : 1, peuvent être représentés par la formule $HAlSiO_4$, où H peut être remplacé en diverses proportions par K, Na et Li; de plus les micas ferro-magnésiens peuvent être représentés comme des composés moléculaires de ce silicate avec le sel Mg_2SiO_4; et enfin les membres du groupe qui restent, dans lesquels le rapport de l'oxygène n'est pas celui d'un orthosilicate, peuvent être regardés comme des composés moléculaires de l'un ou de deux des sels précédents avec un silicate hypothétique $H_4Si_5O_{12}$; dans les micas qui contiennent du fluor,

on suppose que cet élément remplace l'hydroxyle (OH) ou l'oxygène.

Les trois constituants isomorphes qui forment la base de tout le groupe du mica sont alors :

$$K = H_6Al_6(SiO_4)_6$$
$$M = Mg_{12}(SiO_4)_6$$
$$S = H_8Si_{10}O_{24}.$$

Le premier de ceux-ci représente les micas potassiques et sodiques purs (damourite et paragonite), tandis que M est un polymère de l'olivine. Le composé hypothétique S s'obtient par la considération des micas alcalins, dans lesquels Al : Si = 2 : 3 ; ceux-ci sont classés par Tschermak sous le nom de phengite, et leurs analyses conduisent à la formule

$$L = H_6Al_4Si_6O_{21}.$$

On trouve de plus que les micas lithiniques peuvent être rapportés à la même formule générale L, dans laquelle le fluor remplace O ou OH ; ainsi :

$$\text{Lépidiolite} = Si_6Al_4K_2Li_2H_2F_2O_{20}$$
$$\text{Zinnwaldite} = Si_6Al_4K_2Li_2F_4O_{18}.$$

Les phlogopites peuvent alors être regardés comme des mélanges de L,M et les biotites comme des mélanges de K, M. Maintenant, parmi les trois composés K, L, M, les deux premiers sont semblables en ayant le rapport de O aux autres éléments = 4 : 3. Pour réduire L à la même forme, il faut le subdiviser en

$$Si_4H_4Al_4O_{16} + Si_2H_2O_5 \text{ ou } 4HAlSiO_4 + Si_2H_2O_5.$$

En remplaçant le dernier de ces deux membres par la molécule $Si_3H_4O_{12}$ (qui correspondra également bien aux analyses eu égard aux erreurs d'observation) il est possible de regarder L comme un mélange de K et S. Les trois composés K,M,S, sont maintenant semblables pour le rapport 4 : 3 de l'oxygène aux autres éléments ; ils peuvent par suite, suivant Tschermak, être supposés capables de se réunir en composés isomorphes.

La théorie de Clark pour le groupe du mica part de l'idée que les silicates naturels sont probablement des sels de constitution simple ; il regarde en conséquence tous les micas comme des dérivés de substitution d'un orthosilicate normal $Al_4(SiO_4)_3$. Un, deux ou trois atomes de Al peuvent être remplacés par des proportions équivalentes des métaux alcalins univalents, ou par les métaux divalents Mg,Fe'', ou par Fe'''. Dans les micas qui contiennent du fluor, les groupes univalents

MgF ou AlF_2 sont supposés agir comme des radicaux de remplacement; et l'on suppose que les groupes univalents AlO ou MgOH entrent dans ceux où il y a insuffisance de silice; dans ceux qui présentent un excès de silice, l'acide orthosilicique H_4SiO_4 est remplacé partiellement par l'acide tétrabasique $H_4Si_3O_8$ (voir le groupe du feldspath, p. 541).

Par suite tous les micas peuvent s'exprimer comme des mélanges isomorphes de sels variant en composition depuis $Al_3R'_3 (SiO_4)_3$ jusqu'à $AlR'_9 (SiO_4)_3$. et de $Al_3R'_3 (Si_3O_8)_3$ jusqu'à $AlR'_9 (Si_3O_8)_3$.

Ces vues montrent la difficulté qu'on a de déterminer avec certitude les relations entre les différents micas, et nous nous contenterons ici de les classer d'après leur composition générale suivant le tableau de la page 562, en laissant la margarite de côté. Rammelsberg regardait les micas comme étant en partie des orthosilicates et en partie des mélanges des orthosilicates avec les métasilicates. Quelques-uns des lépidolites paraissent devoir être rapportés à des métasilicates simples.

Quelques auteurs classent les micas suivant la présence ou l'absence du fluor.

Beaucoup d'auteurs (à l'exemple de Tschermak) les divisent en deux groupes, *les micas de la première classe*, dans lesquels le plan des axes optiques est *perpendiculaire* au plan de symétrie et $\rho > v$, et *les micas de la seconde classe* dans lesquels le plan des axes est *parallèle* à (010) et $\rho < v$. Tous les micas alcalins appartiennent à la première classe; les micas ferro-magnésines, la phlogopite et la zinnwaldite, appartiennent à la seconde. Les biotites anormales, qui n'obéissent pas à cette règle, sont placés dans la première classe sous le nom d'*anomite*. Une grande commodité de cette classification consiste en ce qu'il est toujours possible, au moyen des figures de percussion et du microscope, de rapporter une plaque de clivage quelconque de mica à l'une ou l'autre de ces deux classes.

Les micas sont très répandus. La muscovite est un constituant essentiel de la plupart des granites et se rencontre dans quelques-uns des porphyres quartzeux, mais on ne la trouve pas dans les laves volcaniques; les meilleurs échantillons des collections minéralogiques sont ceux dans lesquels la muscovite forme de grands cristaux en plaques dans les granites, ou est cristallisée dans des druses de cette roche; on la trouve aussi comme un constituent important des schites cristallins, et dans beaucoup de roches métamorphiques, particulièrement dans les schistes et autres matières sédimentaires qui ont été soumises

au métamorphisme régional. Pour ce qui est des autres micas, le lépidolite se trouve aussi dans les granites, dans des veines de pegmatite, associé avec de la tourmaline et autres minéraux qui contiennent du fluor; la paragonite est relativement rare et presque entièrement confinée dans les schistes cristallins.

La zinnwaldite accompagne presque toujours le minerai d'étain de certains granites, où elle est associée avec la tourmaline. La biotite, comme la muscovite, est caractéristique des granites, mais aussi de beaucoup de roches volcaniques, des schistes cristallins et des calcaires cristallins, et des zones de contact entre le granite et les roches sédimentaires; c'est aussi un constituent de la minette des Vosges.

L'isomorphisme des micas est indiqué non seulement par la ressemblance étroite de leur forme et de leur clivage, mais aussi par leur tendance à croître ensemble dans des positions régulières; ainsi on trouve communément des cristaux dans lesquels un noyau de biotite est entouré par et passe à une enveloppe de muscovite. De même, le lépidoilite rose, qu'on trouve à Schuttenhofen, en Bohême, dans une pegmatite traversant le calcaire, englobe fréquemment de la muscovite verdâtre, le clivage passant au travers du cristal composé; les deux minéraux paraissent être généralement mâclés entre eux; le même mode de formation se trouve aussi dans le gisement très semblable de lépidolite à Auburn (Maine).

Le mica n'a été séparé du talc et du gypse (qui ne lui ressemble que par le clivage) qu'à la fin du siècle dernier. Klaproth (1810) distinguait les micas magnésiens et ils reçurent le nom de biotite en 1816. Le lépidolite de Moravie était distingué dans le siècle dernier à cause de sa couleur; la présence du lithium a été établie pour la première fois en 1820.

Chauffés dans le tube fermé, tous les micas donnent un peu d'eau; le lépidolite et la zinnwaldite donnent à la flamme la couleur rouge du lithium et sont facilement fusibles (2), le lépidolite en un globule gris et la zinnwaldite en un noir. La muscovite et la paragonite ne sont presque pas attaqués par l'acide sulfurique fort, bouillant; la biotite et la phlogopite sont partiellement décomposées; ces quatre minéraux ne sont que légèremont fusibles. La plupart des micas, comme d'autres minéraux contenant F et OH, donnent de l'eau acide dans le tube bouché.

Le mica chromique (fuchsite) peut se distinguer par sa couleur verte brillante. Le mica magnésien (par exemple, celui qu'on appelle l'alurgite du Piémont) peut se reconnaître à sa couleur rouge foncée.

Quelques localités remarquables :

Muscovite. — La muscovite se rencontre en grandes plaques dans beaucoup d'endroits du granite albitique de l'Oural, notamment à **Alabaschka**, près de Mursinka, où elle est associée avec l'orthose, l'albite et le quartz enfumé.

De très grandes plaques transparentes de muscovite proviennent de l'**île Solovetsk** (Archangel).

Des feuilles transparentes minces de ce minéral étaient autrefois employées sur une grande échelle pour les vitres des maisons et aussi sur les navires de guerre russes (comme moins susceptibles de se briser par le choc du canon); il était communément connu sous le nom de *verre moscovite*. De grandes plaques pour les usages commerciaux proviennent maintenant du **Bengale** et du granite du **Brésil**; il est employé comme isolant dans les machines électriques, pour verres de lanternes, et pour cheminées de lampes (il est souvent appelé à tort talc); il était antérieurement connu sous le nom de *glacies Mariæ* (ou Frauenglass), parce que ses écailles étaient employées comme paillettes pour décorer les statues de la Vierge.

Lépidolite. — Le lépidolite se trouve à **Rozena** (Moravie) dans une large bande à la jonction d'un granite pegmatitique de filon avec un gneiss granulitique dans les montagnes Hradisko. Il se rencontre comme masses écailleuses d'un rouge de pêcher délicat et est associé avec la topaze, tourmaline, etc.

Le lépidolite se trouve dans toutes les collections; c'est un mica lithinique très pur contenant 5,88 p. 100 de LiO_2 et c'est presque la seule source du lithium employée pour les usages médicinaux et autres.

Les grandes plaques hexagonales de mica, trouvées dans les *Vughs* ou druses de beaucoup de granites stannifères de **Cornouailles**, sont rapportées à cette espèce ou à la zinnwaldite. Un lépidolite typique en plaques argentées, associées avec du quartz, de la topaze et de la cassitérite, se trouve dans le granite de **Saint-Michael's Mount** (Marazion).

Phlogopite. — Dans la dolomie granulaire blanche de **Campolongo** (Saint-Gothard, Suisse) associée avec une tourmaline verdâtre, on trouve un phlogopite typique, qui se présente en écailles et plaques hexagonales lustrées d'un brun jaune pâle.

La phlogopite se rencontre à **Oxbow** (Jefferson County, New-York) (fig. 619) dans une calcite cristalline blanche, qui est mêlée avec une

serpentine verdâtre abondante. La phlogopite est en plaques ou en longs cristaux rudes, qui ont une couleur brun rougeâtre claire sur leurs surfaces de clivage. Dans d'autres parties de New-York et dans le Canada (**Burgess**, Ontario) on trouve une phlogopite semblable, et aussi dans de la calcite associée avec de la serpentine.



Fig. 619. — Phlogopite de New-York.

Biotite. — Les meilleurs exemples cristallisés de mica qu'on puisse trouver sont ceux qui se rencontrent dans les druses des blocs calcaires éjectés par le **Monte Somma** (Vésuve). Ce minéral, connu sous le nom de *méroxène*, est une variété de biotite, c'est un mica magnésien potassique contenant environ 7 p. 100 de FeO. Les petits cristaux brillants dans les druses sont incolores, verts, jaunes bruns, noirs ou rouges ; ce peuvent être des plaques minces, des tables épaisses ou de longs prismes se terminant en pointe, et leurs faces de prisme et de pyramide sont souvent parfaitement unies et lustrées. Accompagnés de brillants cristaux d'augite, olivine, humite, etc., ils constituent les échantillons les plus beaux et se trouvent dans la plupart des collections.

Les bombes de sanidine du Monte Somma contiennent aussi des agrégats écailleux d'une biotite colorée en noir.

La biotite se trouve en énormes feuilles brun noir dans une calcite grossièrement granulaire sur la **Rivière Sludianka** près du lac Baïkal (Sibérie). Ce mica est l'anomite typique de Tschermak, c'est une biotite qui appartient à la première classe, et qui a son plan axial perpendiculaire au plan de symétrie.

Zinnwaldite. — Dans les gîtes stannifères qui traversent un greisen grossièrement granulaire à **Zinnwald** (Bohême) on trouve des plaques hexagonales, quelquefois de taille considérable, d'une zinnwaldite grise (à vert, brun ou jaune) accompagnée de fluorine, cassitérite et quelquefois de schéélite. Le mica est généralement cristallisé sur du quartz, et les plaques ont quelquefois une épaisseur considérable.

Des plaques vert foncé de zinnwaldite, trouvées dans les gîtes stannifères situés dans le granite et le greisen d'**Altenberg** (Saxe) étaient connues depuis longtemps sous le nom de *Rabenglimmer*.

Beaucoup du mica, qui accompagne la cassitérite et la tourmaline

dans le granite de **Cornouailles** doit sans aucun doute être rapporté à la zinnwaldite, bien qu'une partie soit du lépidolite proprement dit.

TOURMALINE

Tourmaline. — Borosilicate d'aluminum et d'alcalis avec fer et magnésium, et contenant aussi de l'eau (OH) et du fluor. Hexagonal; symétrie polaier ditrigonale,

$$a : c := 1 : 0,4477.$$

$$a = \{1\bar{1}0\},\ m' = \{12\bar{1}\},\ m = \{2\bar{1}\bar{1}\},\ R = \{100\},\ e = \{110\},\ o = \{1\bar{1}1\},\ x\ \{2\bar{1}1\},$$
$$u = \{30\bar{2}\},\ y = \{3\bar{1}\bar{1}\},\ C = \{111\}.$$

$$RR = (100):(010) = 46^\circ 52';\ CR = (111):(100) = 27^\circ 20';\ oo = (1\bar{1}1):(11\bar{1}) = 77^\circ 0'.$$
$$Co = (111):(1\bar{1}1) = 45^\circ 57';\ Rx = (100):(2\bar{1}1) = 21^\circ 41';\ uu = (30\bar{2}):(3\bar{2}0) = 66^\circ 1'.$$
$$ee = (110):(101) = 35^\circ 2'.$$

Clivage R, *a* imparfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 7, G = 3,1. Noire (brune en esquilles). Trait incolore. Lustre vitreux. Translucide; $\omega = 1,64$. Biréfringence forte, négative; $\omega - \varepsilon = 0,017$. Fusible. Insoluble dans les acides. Fortement pyro-électrique et pléochroïque.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Mursinka** (Oural).

La **tourmaline**, comme le mica, varie beaucoup en apparence et en couleur, en raison de ses variations étendues de composition chimique. Une analyse de la tourmaline noire de Mursinka a donné : $SiO_2 = 34,88$, $B_2O_3 = 8,94$, $Al_2O_3 = 34,58$, $FeO = 14,40$, $MgO = 1,32$, $Na_2O 2,70$, $H_2O, = 2,87$, $F = 0,51$, avec de petites proportions de TiO_2, MnO, CaO, et K_2O. Celle-ci et les tourmalines similaires correspondent approximativement à $H_8Na_2Fe_4B_6Al_3Si_{12}O_{63}$.

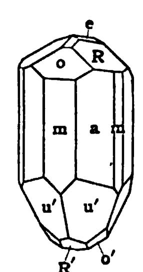


Fig. 620. — Tourmaline, R $\{100\}$, *o* $\{1\bar{1}1\}$, *e* $\{110\}$, *m'* $\{12\bar{1}\}$, *m* $\{2\bar{1}\bar{1}\}$, *a* $\{1\bar{1}0\}$, R' $\{0\bar{1}0\}$, *o'* $\{1\bar{1}\bar{1}\}$, *u'* $\{03\bar{2}\}$, de Gouverneur, New-York.

La tourmaline a une certaine importance comme minéral formant les roches ; elle est aussi tout particulièrement intéressante comme l'un des exemples les meilleurs et les plus en vue de symétrie polaire (hémimorphisme) ; le phénomène de la pyro-électricité a été découvert dans la tourmaline et son absorption remarquable lui a donné une valeur particulière comme matière qui peut être employée pour produire de la lumière polarisée en plan.

Le nom de tourmaline paraît être d'origine cingalaise ; dans le moyen âge et même à présent parmi les mineurs, la tourmaline noire ordinaire était connue sous le nom de *Schorl*, mot dont l'origine est douteuse.

Les cristaux doublement terminés sont rares : on les trouve spécialement dans des localités où le minéral a cristallisé librement dans le

calcaire, le gneiss ou la granulite. Les cristaux microscopiques, qu'on trouve dans beaucoup de sables, peuvent se reconnaître à leur forme (fig. 620) ; les échantillons de tourmaline qu'on rencontre le plus habituellement dans les musées, et qu'on a trouvés dans le granite, etc., sont généralement attachés par une extrémité ; ceci est également vrai pour beaucoup de minéraux de symétrie polaire. Il est possible que la symétrie puisse être ditrigonale polaire et non ditrigonale ; car on a observé que plusieurs formes telles que x et u ne présentent que

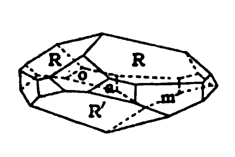


Fig. 621. — Tourmaline, R $\{100\}$, *o* $\{1\bar{1}1\}$, *m* $\{2\bar{1}\bar{1}\}$, *a* $\{1\bar{1}0\}$.

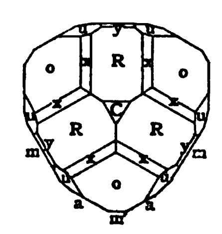


Fig. 622. — Tourmaline, extrémité analogue ; de Pierrepont, New-York.

trois faces à une extrémité du cristal ; mais le développement habituel de $\{10\bar{1}\}$ comme prisme hexagonal et seulement de $\{\bar{2}\bar{1}1\}$ comme prisme trigonal, indique une symétrie ditrigonale.

Toutes les tourmalines colorées possèdent un pléochroïsme bien marqué ; dans les variétés noires, ω = vert ou bleu, ε = brun ou rouge ; il est moins en évidence dans les cristaux jaunes, bruns, verts ou rouges, mais dans tous l'absorption du rayon ordinaire est beaucoup plus grande que celle du rayon extraordinaire ; cette différence est si considérable dans quelques-uns des cristaux brun foncé qu'une coupe parallèle à l'axe optique ne transmet pratiquement que les rayons extraordinaires (p. 148) et peut être employée comme polariseur ou analyseur.

La figure d'interférence d'une coupe d'un cristal peut se voir très bien en la plaçant entre deux de ces plaques, montées sur des anneaux de fil métallique, et serrées par une pince et tenues tout près de l'œil ; ce système est connu sous le nom de *pince à tourmaline*.

Des coupes de tourmaline propres à cet usage sont extrêmement rares, mais quand elles sont bonnes et seulement légèrement colorées, elles doivent être préférées même à un prisme de nicol.

La propriété pyro-électrique, qui a été observée pour la première fois au commencement du XVIIIe siècle, sur les cristaux rouges apportés de Ceylan peut être montrée facilement au moyen de la méthode des poudres de Kundt. L'extrémité, qui devient électrisée négativement

pendant le refroidissement (l'extrémité analogue) a généralement les faces R }100{ sur les faces du prisme trigonal *m* }$2\bar{1}\bar{1}${ ; à l'extrémité antilogue, les faces de R (si elles sont présentes) sont sur les arêtes du même prisme. Quelques exceptions apparentes à cette règle peuvent s'expliquer par la présence du prisme inverse *m'* }$1\bar{2}1${, au lieu de la forme directe. Le plan basal C est habituellement à l'extrémité analogue. L'extrémité antilogue est quelquefois aiguë, en raison du développement de }$03\bar{2}${ et autres formes pyramidales ; on trouve de bons exemples de cet habitus parmi les cristaux bruns de Gouverneur (New-York).

Les traits caractéristiques dans l'aspect d'un cristal de tourmaline, même quand il n'a pas de terminaisons, sont 1° la section transversale triangulaire, due à la prédominance du prisme trigonal *m* ou *m'* et 2° les stries verticales des faces du prisme ; celles-ci et l'absence de clivage servent à distinguer le schorl de la horneblende noire et des autres minéraux qui lui ressemblent.

Des mâcles de tourmaline par juxtaposition sont presque inconnues ; mais l'alternance des régions analogues et antilogues sur des sections transversales indiquent des mâcles supplémentaires, semblables à celle de l'hémimorphite (p. 105).

La composition chimique de la tourmaline a été et est encore le sujet de beaucoup de discussions.

Rammelsberg a émis l'idée que toutes les tourmalines peuvent être représentées comme dérivées de l'acide H_6SiO_5, dans lequel H_3 peut être remplacé par Al et B ; H_2 par Fe, Mg, Mn, Ca ; et H par Na, K, Li.

Riggs a proposé la formule $R_9 . BO_2 . (SiO_4)_2$, qui a été adoptée par Jannasch et Kalb, et par Groth sous la forme $R_6 . AlO . BO . (SiO_4)_2$.

Suivant Clarke, la composition peut être représentée par $H_{14}Al_8B_3Si_6O_{31}$, dans lesquelles les quatorze atomes d'hydrogène sont remplaçables par des bases.

Suivant Penfield et Foote, la formule est $H_{11}Al_3B_2Si_4O_{21}$, dans laquelle deux groupes hydroxyles sont associés avec le bore, et les neuf atomes restants d'hydrogène sont remplaçables par des bases.

Une classification par composition et couleur, comme celle qu'on a adoptée plus haut pour les micas, est à peine possible dans le cas de la tourmaline ; mais les tourmalines à alcalis sont généralement rouges ou vertes ; celles à magnésie brunes et les ferrifères noires. Des cristaux transparents sont quelquefois rayés par des bandes de couleurs différentes ou sont colorés différemment aux deux extrémités (par exemple, ceux du Maine, États-Unis, et du Brésil).

On a trouvé de la tourmaline parfaitement incolore et on l'a désignée sous le nom d'*achroïte;* les cristaux d'achroïte de l'Ile d'Elbe sont des tourmalines à alcalis ($Na_2O = 2$, $K_2O = 1{,}30$, $Li_2 O = 1{,}22$) exemptes de fer.

La tourmaline possède un poids spécifique, une dureté et un indice de réfraction suffisants pour faire une excellente pierre précieuse ; les variétés rouges sont connues sous le nom de *rubellite;* la variété bleu indigo sous celui d'*indicolite.* Ce minéral peut se distinguer commodément des autres gemmes au moyen d'un liquide pesant ($G = 3$) et du réflectomètre total ($\omega = 1{,}6$).

Les meilleures tourmalines gemmes proviennent des lavages des sables de Ceylan.

La tourmaline fond (environ 5-6) en un globule ou scorie suivant sa composition ; le bore, qu'elle contient toujours, peut se reconnaître à la couleur verte qu'il communique à une flamme, quand on chauffe le minéral sur le fil de platine, après l'avoir mélangé avec du bisulfate de potasse et de la fluorine. Quelques variétés, spécialement celles à magnésie et lithine, ne fondent que sur les bords et avec difficulté.

Quelques localités remarquables :

Ile d'Elbe. — Il y a, dans le granite de **San Piero**, des filons qui contiennent en abondance de la tourmaline associée avec de l'orthose blanche, du mica argenté, du béryl coloré en blanc et en rouge, de l'albite, du quartz et des grenats rouge jaunâtre. Quelques-unes des tourmalines sont presque noires, spécialement aux épontes des filons; mais quelques-unes des drues contiennent de beaux cristaux colorés en rose; ils sont terminés par le plan basal C, qui est terne à l'extrémité antilogue ; les cristaux ne sont jamais doublement terminés et présentent généralement l'extrémité analogue.

Le granite fournit aussi des cristaux verts et de l'achroïte incolore, ainsi que des prismes montrant des bandes alternantes bleues et vertes.

Campolongo (Suisse). — La dolomie granulaire blanche, déjà citée comme la matrice du corindon, donne aussi des prismes de tourmaline, avec arêtes alternes tronquées par de petites faces de *m*, terminés par *o*, dont les arêtes sont tronquées par de petites faces de R. Les minéraux associés sont le mica argenté, diaspore, calcite et corindon rouge et bleu.

Monts Oural. — A **Schaitanka**, près d'Ekaterinbourg, dans un granite grossier associé avec quartz enfumé, albite, mica vert et lépidolite rose, on trouve dans les druses de beaux cristaux rouges de rubellite,

en prismes striés (a) terminés par C à l'extrémité analogue et par R à l'antilogue. A *Mursinka*, à environ 50 kilomètres au Nord, dans le granite albitique qui produit la topaze et le béryl, on trouve de belle tourmaline noire, remarquable comme souvent doublement terminée ; R est brillant à l'extrémité analogue et terne à l'antilogue.

New-York. — A **Gouverneur**, dans le comté de Saint-Lawrence, on trouve de grands cristaux bruns associés avec de l'apatite, et de la scapolite dans un calcaire granulaire. Dans ceux-ci, le caractère polaire est très bien marqué par la termination aiguë du pôle antilogue (fig. 620).

A **Pierrepont**, le calcaire contient de belle tourmaline noire associée avec de la phlogopite foncée, du pyroxène et du quartz arrondi.

Devonshire et Cornouailles. — A Chudleigh près de Bovey-Tracey, dans le Devonshire, une carrière de granite donnait précédemment de grands cristaux de tourmaline noire associée avec de grands prismes opaques gris d'apatite. La tourmaline est en prismes, quelquefois courts, comme dans la figure 621, a brillant, m' terne ; ils sont remarquables comme ayant R au-dessus des faces m' à l'extrémité antilogue, de sorte que m' est évidemment le prisme trigonal $\}1\bar{2}1\{$, complémentaire du plus ordinaire de la figure 621. Ce dernier se rencontre aussi sur ces cristaux. Les faces R sont habituellement rugueuses et arrondies à l'extrémité analogue.

Dans beaucoup de localités de la Cornouailles, le granite contient de la tourmaline noire ; le schorl commun, spécialement dans le granite décomposé de **Saint-Austell**, qui donne du kaolin, est en fines aiguilles, qui prennent souvent la forme d'une masse fibreuse ou soyeuse.

GROUPE DU SCAPOLITE

Nous pouvons citer ici, en connexion avec les silicates fluorifères précédents, un groupe de minéraux dont quelques-uns des membres contiennent du chlore comme élément constituant.

Scapolite (ou wernérite). — C'est un minéral tétragonal, qu'on trouve en grands cristaux blancs opaques avec de l'augite et de la hornblende dans un calcaire à Arendal, dans la Norvège. Ici et dans d'autres localités, le minéral est quelque peu altéré, mais peut se reconnaître à sa forme tétragonale (fig. 623), ($r = \}111\{, h = \}210\{$) et à deux systèmes de clivages rectangulaires Am. On trouve un minéral semblable dans les roches métamorphiques, particulièrement le calcaire et la magnétite, en Finlande, en Suède et dans les États-Unis, et, quand il est massif, il ressemble au feldspath en apparence. Comme composition, c'est un

alumino-silicate de calcium contenant aussi des alcalis et un peu de chlore. La proportion des alcalis et du chlore augmente à mesure que la proportion de silice augmente.

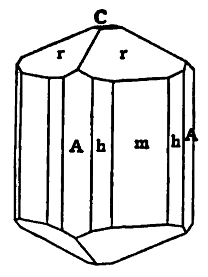


Fig. 623. — Scapolite, A }100{, *m* }110{, *h* }210{, *r* }111{, C }001{.

Dans les blocs de calcaire éjectés du Monte Somma (Vésuve) on trouve des prismes tétragonaux vitreux limpides, ayant les mêmes angles et le même clivage ; ils sont connus sous le nom de **méionite** et ont la composition $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$ ($SiO_2 = 40,5$). On trouve dans le trachyte du Monte Somma des cristaux semblables contenant environ 55 p. 100 de silice, qu'on distingue sous le nom de **mizzonite**. Finalement on rencontre dans le piperno volcanique de Pianura près de Naples des cristaux appartenant au même groupe, et ayant approximativement la composition $Na_4Al_2Si_9O_{24}Cl$, qui exige $SiO_2 = 63,9$, $Cl = 4,2$. On les connaît sous le nom de **marialite**. Tschermak a suggéré que tous les minéraux du groupe de scapolite peuvent être représentés comme des mélanges en proportions variables de méionite (Me) et de marialite (Ma) ; le scapolite commun se rapproche de Me_3Ma.

SECTION XXII

LES ZÉOLITES

On classe ensemble sous le nom de zéolites un certain nombre de silicates hydratés d'alumine et des alcalis, dont la plupart contiennent de la chaux ; leur eau de cristallisation est retenue d'une manière peu sérieuse, et ils font intumescence au chalumeau ; le nom de zéolite (ζεω, je bous) leur a été donné par allusion à cette propriété. On les trouve, souvent superbement cristallisés, comme produits de décomposition tapissant des cavités dans des roches ignées altérées, et dérivés principalement des feldspaths ; par le fait quelques-uns des zéolites ont la composition du feldspath hydraté ; ainsi la stilbite correspond à la formule de l'albite avec six molécules d'eau, et avec Ca en place de Na ; la thompsonite correspond à l'anorthite avec 2,5 molécules d'eau.

Ils sont pour la plupart fusibles et décomposés par les acides, ont un lustre vitreux ou nacré et un poids spécifique d'environ 2.

GROUPE DE LA STILBITE

Stilbite. — Silicate hydraté de calcium et d'aluminium; $CaAl_2Si_6O_{16} . 6H_2O$; $CaO = 8,94$, $Al_2O_3 = 16,31$, $SiO_2 = 57,51$, $H_2O = 17,24$. Un peu de Ca est presque toujours remplacé par Na. Monoclinique (pseudo-rhombique).

$$a : b : c = 0,7623 : 1 : 1,1940. \quad \beta = 50^\circ 50'.$$
$$C = \{001\},\ B = \{010\},\ m = \{110\}.$$
$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 61^\circ 10'\ ;\ Cm = (001) : (110) = 57^\circ 4'$$

Mâclée sur C. Clivage B parfait. Cassante. Fracture inégale. D = 3 1/2; G = 2,2. Blanche. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente; $\beta = 1,498$. Biréfringence plutôt forte, négative; $\gamma - \alpha = 0,006$. Plan des axes B. Bissectrice aiguë inclinée de 85° sur la normale à C et de 34° 10′ sur la normale à A (100). 2E = 51° 1/2. $\rho < v$. Fusible (2 1/2). Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Talisker**, en Skye.

La **Stilbite** se trouve en beaux cristaux dans les amygdales des roches trapéennes dans plusieurs parties du monde ; ils ressemblent à une combinaison d'une pyramide orthorhombique avec }100{ et }010{, mais ce sont en réalité des mâcles qui s'interpénètrent, une combinaison de CB*m*, unie à une mâcle sur C, comme le montre la figure 624.

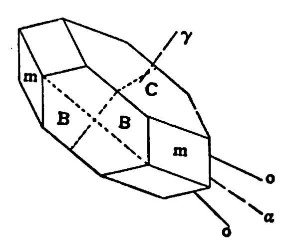


Fig. 624. — Stilbite, B }010{, *m* }110{, C }001{, mâclée sur (001).

Le lustre nacré et le clivage parfait de la face B est très caractéristique, et les cristaux sont habituellement aplatis parallèlement à cette face. Il y a aussi un clivage imparfait parallèle à C. L'angle d'extinction sur une lamelle de clivage B par rapport au plan basal C est de 5° et cette lamelle est perpendiculaire à la troisième ligne moyenne ; la mâcle est généralement reconnaissable sur une lamelle de clivage à la division en secteurs dont les directions d'extinction sont inclinées de 10° les unes sur les autres.

Des cristaux ayant la forme de la figure 624 sont souvent réunis en faisceaux comme le montre la figure 625.

Dans quelques localités le minéral est de couleur rouge brique.

Au chalumeau la stilbite fond en un émail blanc après intumescence ; elle est décomposée par l'acide chlorhydrique, sans gélatinisation, mais avec séparation de silice visqueuse.



Fig. 625. — Stilbite de Berufjord, Islande (British Museum).

Quelques localités remarquables :

Poonah (Inde). — On trouve de grands cristaux couleur saumon, d'habitus tabullaire, dans les amygdales du trap de ce district ; ils sont associés à de grands cristaux incolores d'apophyllite et des prismes striés de scolécite ; les amygdales plus petites sont quelquefois remplies ou tapissées d'un minéral vert terreux, qui paraît être de la stilbite impure.

Écosse. — Les amygdales du basalte de **Talisker**, en Skye, contiennent des cristaux de l'habitus de la figure 624, situés sur un zéolite farineux finement fibreux (mésolite).

A **Campsie** et **Kilpatrick** dans le Stirlingshire, des amygdales du

basalte décomposé sont tapissées de fins cristaux rouges de stilbite, associée avec de la heulandite de la même couleur.

Iles Féroé. — Le basalte contient des cavités tapissées de fins cristaux blancs de stilbite tabulaire accompagnée d'apophyllite et d'une thompsonite fibreuse ou sphéroïdale connue sous le nom de *féroélite*.

La figure 625, d'après une photographie d'un échantillon de Berufjord en Islande, montre la manière suivant laquelle la stilbite se présente souvent en agrégats, qui s'étendent à leurs deux extrémités. On a déjà cité la stilbite comme incrustant le spath d'Islande de Eskifjordhr (p. 477).

La **Phillipsite** est peut-être $CaAl_2Si_5O_{14}$. $5H_2O$, dans lequel des proportions variables de Ca sont remplacées par des proportions équivalentes de K et Na (voy. toutefois p. 649); elle a à peu près la même forme que la stilbite; $mm = 60° 42'$, $Cm = 60° 50'$. Les cristaux présentent une apparence cruciforme singulière (fig. 626) et simulent la symétrie tétragonale, il est facile de voir qu'ils sont mâclés à leur forme stellée, aux angles rentrants de leurs terminaisons et aux stries. Chacun de ces cristaux est dû à une interpénétration de deux cristaux complexes semblables à la figure 624 de la stilbite ; chaque bras de la croix se compose de deux ou quatre individus mâclés ensemble sur C, et les deux bras sont réunis par une mâcle sur (011); l'angle 001 : 011 = 46° 2', de sorte que les deux bras sont à peu près perpendiculaires entre eux, et si l'angle rentrant est petit, le groupe tout entier peut présenter l'apparence d'un prisme et d'une pyramide tétragonaux. Les cristaux se clivent parallèlement à B (et aussi à C) mais pas à beaucoup près aussi distinctement que la stilbite et la heulandite ; B est perpendiculaire à une bissectrice obtuse négative. La phillipsite se rencontre généralement en cristaux vitreux incolores tapissant des cavités dans le basalte avec d'autres zéolites. Au chalumeau elle fond en un émail blanc, mais sans la vive intumescence de la stilbite.

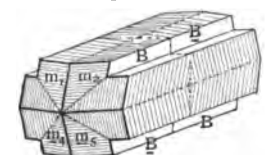


Fig. 626. — Phillipsite.

L'**Harmotome** peut être le composé $BaAl_2Si_6O_{14}$. $5H_2O$, correspondant à la phillipsite (voy. p. 649). Comme forme cristalline, habitus et mâcle, elle ressemble étroitement à ce minéral et se trouve aussi dans les cavités du basalte. Elle est quelque peu plus dense (G = 2,5) que la phillipsite (G = 2,2); elle est fusible avec plus de difficulté et sans exfoliation.

Parmi les localités d'harmotome on peut citer Andreasberg dans le

Harz, où elle se rencontre en cristaux blancs avec calcite, quartz, galène, etc., comme constituants des filons métallifères qui traversent

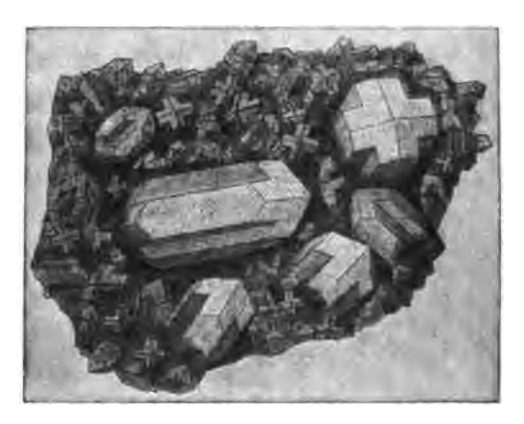


Fig. 627. — Harmotome d'Andreasberg.

le schiste (fig. 627). A Strontian dans l'Argyllshire on rencontre dans des veines, dans le granite, de fins cristaux transparents avec calcite et barytine.

GROUPE DE LA HEULANDITE

La **Heulandite**, $H_4CaAl_2Si_6O_{18}.\ 3H_2O$ (monoclinique) a à peu près la même composition que la stilbite, dont elle ne diffère que par la proportion d'eau ; elle se rencontre dans les mêmes conditions, souvent avec la stilbite, et lui ressemble beaucoup en apparence ; les cristaux, comme ceux de stilbite, sont quelquefois incolores ou blancs, quelquefois rouges et possèdent un clivage semblable parfait ; ils ont un habitus caractéristique en forme de bière, comme le montre la figure 628. Le clivage parfait est parallèle à B $\{010\}$, et à un lustre nacré même plus prononcé que celui de la stilbite ; C = $\{001\}$, $s = \{\bar{2}01\}$, $t = \{201\}$ Ct = $\{001\} : \{201\}$ = 63° 40′, Cs = $\{001\} : \{\bar{2}01\}$ = 66° 0′.

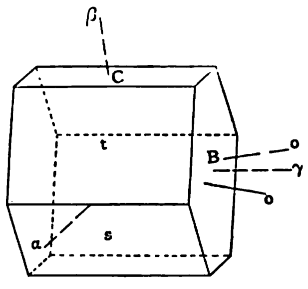


Fig. 628. — Heulandite, B $\{010\}$, C $\{001\}$, t $\{201\}$, s $\{20\bar{1}\}$.

Comme on le voit sur la figure 628, le clivage B est perpendiculaire à la bissectrice aiguë positive (2E = 50°) et ceci donne un moyen facile de distinguer la heulandite de la stilbite ; à la plupart des égards les deux minéraux sont très étroitement semblables.

Le nom de stilbite vient du mot στιλβω, je brille, et la heulandite rappelle le nom d'un collectionneur connu ; dans les manuels et les traités allemands le minéral appelé ici stilbite est nommé desmine, et notre heulandite est quelquefois appelée stilbite.

A Strontian, la localité originale de la strontianite, on trouve aussi des cristaux gris nacrés de **brewstérite** ; c'est un minéral ayant la formule de la heulandite, dans laquelle Ca est partiellement remplacé par Ba et Sr ; il est isomorphe avec la heulandite.

GROUPE DE LA CHABASIE

La **Chabasie**, $CaAl_2Si_4O_{12}.6H_2O$, dans laquelle des proportions variables de Ca sont remplacés par Na_2 et K_2, cristallise en rhomboèdres de 85° 14′ et se rencontre en cristaux vitreux blancs et roses. Le rhomboèdre est presque toujours strié parallèlement à ses arêtes et les cristaux sont habituellement des mâcles d'interpénétration réunies par hémitropie autour de l'axe principal, comme le montre la figure 629. Ceci est si caractéristique que la chabasie peut généralement se reconnaître par la mâcle qui fait que les cristaux ressemblent quelque peu à la fluorine ; les stries et un bon clivage parallèle au rhomboèdre la distinguent de ce minéral.

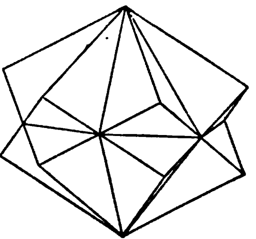


Fig. 629. — Chabasie }100{, mâclée sur l'axe [111].

De beaux cristaux blancs de chabasie ont été trouvés dans les cavités du basalte de la Chaussée des Géants.

On a trouvé dans diverses localités des rhomboèdres plats, avec }110{ prédominant, montrant la même mâcle d'interpénétration et ils ont reçu le nom de *phacolite ;* ils sont souvent lenticulaires (Φακὸς, une lentille). De beaux cristaux vitreux de cette variété ont été trouvés dans les cavités d'un basalte compact à Richemond, Victoria, et ils sont associés avec de la phillipsite, analcime, calcite, stilbite en forme de feuille, et rognons radiants d'une calcite ferrifère brune. Cette variété est quelquefois connue sous le nom de *seebachite.*

Gmélinite est le nom donné au composé sodique correspondant $Na_2Al_2Si_4O_{12}.6H_2O$, isomorphe avec la chabasie et mâclé de la même manière. En raison du développement du rhomboèdre inverse }$\bar{1}22${, avec R }100{ (voy. fig. 156, p. 75), les cristaux ressemblent à des bipyramides hexagonales, mais la mâcle peut être découverte par les angles rentrant sur leurs arêtes.

De beaux rhomboèdres roses de ce minéral se rencontrent, avec le phillipsite rose, de la natrolite et de l'analcime, dans des cavités du basalte de l'île Magee (Antrim).

ANALCIME

Analcime. — Silicate hydraté de sodium et d'aluminium; $Na_2Al_2Si_4O_{12}$. $2H_2O$; $Na_2O = 14,1$, $Al_2O_3 = 23,2$, $Si_2O = 54,5$, $H_2O = 8,2$. Cubique; forme commune }211{ avec }100{. Cassante. Fracture inégale. D = 5 1/2; G = 2,2. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente; $\mu = 1,487$. Fusible (2 1/2). Décomposée par l'acide chlorhydrique avec gélatinisation.
Comparer avec la description précédente les cristaux des **Cyclopean Islands**.

L'**Analcime** ne diffère en composition de la gmélinite que par sa moindre teneur en eau. On trouve dans diverses localités des icositétraèdres clairs vitreux }211{, mais les cristaux sont souvent opaques et de couleur blanche ou rose, par exemple les grands cristaux trouvés avec du quartz, calcite, apophyllite en plaques et natrolite dans les cavités amygdaloïdes du mélaphyre dans le Seisser Alp, dans le Tyrol. L'amalcime montre presque toujours une biréfringence faible, et, comme la leucite, se résout au microscope en secteurs qui ne s'éteignent pas ensemble. Les cristaux doivent donc être regardés comme pseudo-cubiques. Ces *anomalies optiques* seront considérées plus loin avec les caractères optiques des zéolites dans leur ensemble.

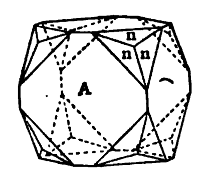


Fig. 630. — Analcime des Iles Cyclopéennes. A }100{, *n* }211{.

Au chalumeau l'analcime fond en un verre incolore et le fort pourcentage de sodium est indiqué par la couleur jaune communiquée à la flamme.

Le nom a été donné par allusion à la faible électrisation par frottement (αναλκις, faible).

Localité remarquable :

Iles Cyclopéennes (près de la Sicile). — De beaux cristaux vitreux se rencontrent dans les cavités du basalte ; ces cavités sont généralement tapissées ou remplies d'analcime, qui est quelquefois si grande qu'un seul cristal peut remplir entièrement une cavité. Les cristaux sont une combinaison de }100{ et de }211{ (fig. 630), et possèdent un lustre semblable à celui du quartz limpide. Les faces du cube sont habituellement remplacées par des faces voisines d'un icositétraèdre aplati.

GROUPE DE LA NATROLITE

Natrolite. — Silicate hydraté de sodium et d'aluminium ; $Na_2Al_2Si_3O_{10}.2H_2O$; $Na_2O = 16,32$, $Al_2O_3 = 26,86$, $SiO_2 = 47,36$, $H_2O = 9,46$. Orthomrhombique.

$$a : b : c = 0,978 : 1 : 0,354.$$

$$m = \{100\},\ o = \{111\}.$$

$$mm = (100):(1\bar{1}0) = 88^\circ 45';\ mo = (110):(111) = 63^\circ 11';\ oo = (111):(\bar{1}11) = 37^\circ 38';$$

$$oo = (111):(1\bar{1}1) = 36^\circ 47'.$$

Forme commune, *mo*. Clivage *m* parfait. Cassante. Fracture inégale. D = 5 1/2 ; G = 2,2. Incolore. Trait incolore. Lustre vitreux. Transparente ; $\beta = 1,479$. Biréfringence positive, forte ; $\gamma - \alpha = 0,012$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë normale à (001). 2E = 99°. $\rho < v$. Facilement fusible (2). Décomposée par l'acide chlorhydrique avec gélatinisation.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Puy-de-Dôme**.

La **Natrolite** est le plus commun des zéolites fibreux ; elle se rencontre quelquefois dans les cavités amygdaloïdes des basaltes en belles touffes de cristaux aciculaires et est commune comme minéral fibreux massif.



Fig. 631. — Natrolite du Puy-de-Dôme.

Quand ils sont terminés, les cristaux présentent toujours l'apparence de prismes carrés terminés par des pyramides carrées (fig. 631), quelquefois avec {010} (voy. fig. 632, *Scolécite*). Les angles donnés ci-dessus indiquent que la symétrie est très voisine de la tétragonale.

Sous le microscope on peut la reconnaître à son extinction droite, à l'absence de bissectrice visible ou des axes optiques dans une plaque de clivage.

Elle est si fusible qu'elle peut être fondue à la flamme d'une bougie et la couleur qu'elle communique à la flamme indique un composé riche en sodium.

Localité remarquable.

Puy Marmam (Puy-de-Dôme, France). — On trouvait ici autrefois de beaux cristaux blancs dans les cavités d'un basalte compact, associés avec de lacalcite, aragonite et analcime ; ils sont beaucoup plus grands

que les cristaux de natrolite de la plupart des localités. Ici, comme ailleurs, les prismes ne sont jamais doublement terminés.

Scolécite. — Parmi les autres zéolites aciculaires ou fibreux, le plus important est la scolécite, zéolite calcique, $CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$, qui correspond comme composition à la natrolite, excepté pour la différence en eau. Elle se rencontre en cristaux ayant presque exactement les angles de la natrolite, mais quand on l'examine soigneusement, on voit qu'elle présente des signes de mâcles. Elles se composent par le fait de deux cristaux monocliniques, combinaison de *m* }110{, B }010{ *o* }111{, *d* }101{, réunis par mâcle et juxtaposition le long du plan }100{ (fig. 632).

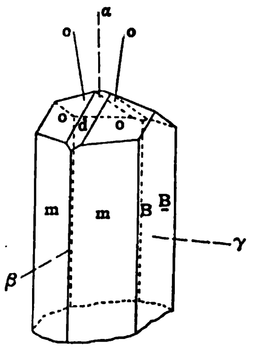


Fig. 632. — Scolécite, B }010{, *m* }110{, *o* }111{, *d* }101{, mâclée sur (100).

On peut généralement voir des angles rentrants aux endroits où les faces }111{ d'un individu coïncident à peu près, mais pas tout à fait, avec les faces }111{ de l'autre. De plus l'extinction n'est pas droite, comme dans la natrolite, mais inclinée de 15° sur la verticale, sur la face B ; par suite dans une pareille mâcle, les deux moitiés du plan B s'éteignent dans des positions inclinées de 30° l'une sur l'autre. La biréfringence de la scolécite est négative, et B est perpendiculaire à une bissectrice obtuse positive, tandis que dans la natrolite B est perpendiculaire à la troisième ligne moyenne.

Des expériences de corrosion sur la scolécite et aussi sa pyro-électricité montrent que le minéral n'est pas holosymétrique, mais possède seulement un plan (sans axe) de symétrie ; les faces avant et arrière du prisme sont électriquement opposées comme caractères (voy. le pyroxène) ; dans les cristaux mâclés elles sont semblables.

La scolécite a été ainsi nommée de σκώληξ, un ver, par allusion à la manière dont elle se contourne quand on la fond au chalumeau (fusibilité légèrement plus grande que 2). Avec les acides elle se comporte comme la natrolite.

Les meilleurs cristaux de scolécite sont les grands prismes striés qui accompagnent la stilbite rose sur les beaux échantillons de Poonah, qui ont été décrits à la page 527. Elle se rencontre aussi en agrégats fibreux.

Le minéral le plus finement fibreux de ce groupe est la **mésolite**, qui, comme l'indique son nom, est intermédiaire comme composition entre la natrolite et la scolécite. Elle se rencontre habituellement en masses cotonneuses ou farineuses blanches de cristaux aciculaires minuscules, qui sont très semblables à ceux de la scolécite.

Un autre zéolite fibreux ou prismatique, qui peut se rencontrer avec ceux qu'on a déjà cités, est la **thomsonite** orthorhombique, zéoilite sodico-calcique. On peut la reconnaître sous le microscope à ce que le clivage principal }010{ est perpendiculaire à la bissectrice aiguë positive ($2E = 90°$) et à ce qu'elle donne une extinction droite par rapport au second clivage }100{.

EAU ET PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES ZÉOLITES

L'isomorphisme de la scolécite avec la natrolite et la ressemblance de la stilbite avec la heulandite, en dépit de leurs différences en eau, indiquent que l'eau des zéolites n'est pas un constituent complètement essentiel; ils abandonnent facilement beaucoup de leur eau de cristallisation.

Un zéolite calcique, connu sous le nom de laumontite, $CaAl_2 Si_4 O_{12} 4H_2O$, perd environ une molécule de son eau dans l'air sec à la température ordinaire, devient opaque et tombe en morceaux, une seconde molécule est enlevée par le chauffage à 300° C; le reste ne s'en va qu'à la chaleur rouge; donc la formule s'écrit $H_4CaAl_2 Si_4O_{14} . 2H_2O$, comme on l'a expliqué à la page 243.

De même dans la heulandite, les trois cinquièmes de l'eau s'en vont à des températures basses et la formule est regardée comme étant $H_4 CaAl_2 Si_6O_{18} . 3H_2O$.

En perdant de l'eau, les zéolites perdent leur transparence et deviennent ternes, mais beaucoup d'entre eux possèdent la remarquable propriété de réabsorber dans une atmosphère humide l'eau qu'ils ont perdue quand on les a chauffés ou exposés à l'air sec; une heulandite des îles Féroé avait perdu 12,3 p. 100 d'eau à 190°; dans l'air ordinaire, elle avait regagné 10,1 p. 100 en deux mois. La laumontite de Bretagne perd 3,85 p. 100 sur l'acide sulfurique et les regagne quand elle est exposée à l'air humide.

Ce qui est encore plus remarquable, c'est ce fait que les zéolites, quand ils regagnent leur eau de cristallisation, reprennent aussi leur transparence et leurs propriétés optiques primitives; ceci semble indiquer que l'édifice cristallin n'est pas détruit quand l'eau est enlevée et que l'eau peut rentrer dans les mailles de la structure.

Non seulement les mâcles sont prévalentes parmi les zéolites, comme on l'a montré plus haut, mais même des cristaux en apparence simples, ou les portions qui se réunissent pour former une mâcle d'interpénétration, se trouvent habituellement être pseudo-symétriques, quand on examine leurs propriétés optiques. La heulandite, la phillipsite, l'harmotome, la stilbite, la chabasie, la gmélinite, l'analcime, montrent toutes des secteurs orientés d'une manière différente, ou des taches qui ne s'éteignent pas ensemble, quand on examine une coupe entre les nicols croisés. Dans le cas de la chabasie, le cristal rhomboédral est quelquefois uniaxe, quelquefois légèrement biaxe, et la biréfringence est quelquefois positive et quelquefois négative. Cette manière d'être, comme on l'a expliqué à la page 278, indique un mélange isomorphe de deux substances de caractères optiques différents. Or la chabasie varie beaucoup en composition; en conséquence on a fait de nombreuses tentatives pour expliquer sa constitution comme un mélange de deux composés isomorphes. Streng a suggéré $CaAl_2 Si_4 O_8 . 4H_2O$ avec $CaAl_2 Si_6 O_{16} . 8H_2O$, deux composés qui montrent une relation isomorphe semblable à celle des feldspaths.

On a rencontré des difficultés égales dans le cas du groupe de la phillipsite. Groth, par exemple, représente la phillipsite comme un mélange de $CaAl_2 Si_2 O_8 . 3H_2O$ avec $CaAl_2Si_6O_{16}.6H_2O$, et d'autres auteurs ont proposé d'autres formules.

La pseudo-symétrie des zéolites peut par conséquent être due dans quelques cas à des mâcles mimétiques, non seulement de deux cristaux du même composé, mais de deux composés isomorphes.

Comme dans beaucoup de minéraux pseudo-symétriques (par exemple la boracite et la leucite) le changement de température produit des changements marqués dans les caractères optiques.

L'analcime possède la composition définie $(Na_2,Ca) Al_2 (SiO_3)_4 . H_2O$, et abandonne son eau au-dessus de 200°; elle montre presque toujours une double réfraction faible et, à l'inverse de la boracite et de la leucite, elle ne devient pas isotrope quand on la chauffe, mais devient plus fortement biréfringente. Quelques auteurs ont attribué pour cette raison la biréfringence à des tensions internes; toutefois, comme on dit que les cristaux deviennent isotropes quand on les chauffe dans une atmosphère humide, d'autres sont disposés à attribuer la biréfringence à une légère perte d'eau. Quoi qu'il en soit, la perte d'eau produit certainement dans la plupart des zéolites des changements optiques bien définis. Il est impossible de distinguer entre l'eau de constitution et celle de cristallisation. Dans tous ces minéraux l'eau continue à s'en

aller graduellement à mesure que la température augmente. Ainsi dans la heulandite, Mallard a montré que, quand on élève la température jusqu'à 150°, l'angle d'extinction et l'angle compris entre les axes optiques change graduellement à mesure que l'eau se perd et qu'ils reviennent à leurs valeurs originales quand elle est réabsorbée. Pendant le chauffage, les axes optiques se ferment sur la normale à D et s'ouvrent ensuite dans un plan presque perpendiculaire au plan axial primitif. A 180° le cristal devient opaque et est altéré d'une manière permanente. Rinne a trouvé qu'en immergeant dans l'huile la heulandite ainsi altérée, elle devient transparente et possède les caractères optiques définis du cristal ; la structure cristalline n'a donc pas été détruite. A 150°, quand deux molécules d'eau sont parties, la bissectrice négative (α) est perpendiculaire à C (001). A 180°, quand trois molécules d'eau sont parties, la bissectrice positive (γ) est perpendiculaire à s ($20\bar{1}$) (fig. 628, p. 582). A 150° la symétrie de la structure est orthorrhombique. Par suite aux températures ordinaires le clivage B est perpendiculaire à γ, à 150° à β, et à 180° à α.

Beaucoup de zéolites ainsi transformés peuvent être trempés dans l'huile, qui empêche la réabsorption de l'eau perdue et rend visibles et permanentes les propriétés optiques du cristal déshydraté.

Par exemple, la natrolite chauffée à 250° perd la plus grande partie de son eau et devient terne ; mais immergée dans l'huile, on trouve qu'elle possède les caractères optiques d'un cristal monoclinique, avec la ligne verticale pour son axe de symétrie.

Dans la heulandite, on peut enlever deux molécules d'eau par l'action de l'acide sulfurique, sans chauffer, et l'effet est précisément le même qu'un chauffage à 150°.

Un trait encore plus remarquable des zéolites est que leur eau peut être remplacée par d'autres substances telles que l'ammoniaque, l'hydrogène sulfuré, l'alcool éthylique ; les cristaux déshydratés absorbent des quantités définies de ces substances comme une éponge absorbe l'eau ; l'opération est accompagnée d'un développement de chaleur.

On conclut généralement de ces observations que l'eau des zéolites n'est pas analogue à l'eau de cristallisation de la plupart des sels hydratés, mais qu'elle ressemble de bien plus près à l'intermélange qui se produit dans une solution solide.

SECTION XXIII

SILICATES CONTENANT DE L'EAU DE CONSTITUTION

GROUPE DE L'ÉPIDOTE

Épidote. — $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$; $CaO = 24,6$, $Al_2O_3 = 33,9$, $SiO_2 = 39,5$, $H_2O = 2,0$. contient aussi Fe_2O_3 (jusqu'à 16 p. 100) remplaçant Al_2O_3. Monoclinique.

$$a : b : c = 1,579 : 1 : 1,804. \qquad \beta = 64^\circ\ 37'.$$

$A = \}100\{$, $C = \}001\{$, $e = \}101\{$, $i = \}\bar{1}02\{$, $r = \}\bar{1}01\{$, $l = \}\bar{2}01\{$, $f = \}\bar{3}01\{$, $n = \}\bar{1}11\{$, $o = \}011\{$, $k = \}012\{$, $d = \}111\{$, $z = \}110\{$, $u = \}210\{$, $q = \}22\bar{1}\{$, $y = \}21\bar{1}\{$, $B = \}010\{$.

$AC = (100) : (001) = 64^\circ 37'$; $Ci = (001) : (\bar{1}02) = 34^\circ 21''$; $ir = (\bar{1}02) : (\bar{1}01) = 29^\circ 21'$; $Bo = (010) : (011) = 31^\circ 32'$; $Bn = (010) : (\bar{1}11) = 25^\circ 14'$; $on = (011) : (\bar{1}11) = 33^\circ 56'$; $on = (011) : (11\bar{1}) = 56^\circ 3'$; $An = (100) : (11\bar{1})\ 69^\circ 2'$.

Mâclée sur A. Clivage C parfait; A imparfait. Cassante. Fracture inégale. D = 6 1/2. G = 3,4. Vert foncé. Trait gris. Lustre vitreux. Translucide; $\beta = 1,757$. Biréfringence forte, négative; $\gamma - \alpha = 0,04$. Plan des axes B. Bissectrice aiguë inclinée de 22° 37′ sur la normale à C et de 87° 14′ sur la normale à A; 2H = 91° 20′. Dispersion inclinée, forte, $\rho > v$. Pléochroïsme fort. Fusible avec difficulté (3 1/2). Partiellement décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de la **Sulzbachthal** (Tyrol).

L'épidote est un constituant assez commun des roches; les meilleurs échantillons se trouvent dans des druses des schistes cristallins, généralement en longs prismes et, contrairement à la plupart des minéraux monocliniques, allongés suivant l'axe de symétrie. Les cristaux sont quelquefois riches en faces, à la fois dans la zone principale striée des orthodômes [*e i r*] et dans la terminaison pyramidale *o*, *n*, etc. (fig. 634). C'est une matière excellente pour la pratique des mesures et des calculs goniométriques. Les mâcles sont très fréquentes et peu-

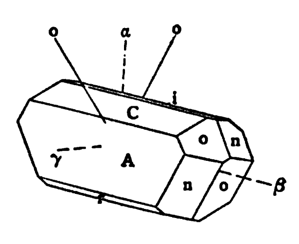


Fig. 633. — Epidote, A $\}100\{$, C $\}001\{$, *i* $\}\bar{1}02\{$, *r* $\}\bar{1}01\{$. *o* $\}011\{$, *n* $\}\bar{1}11\{$.

veut se reconnaître généralement à un angle rentrant qui divise les faces terminales par une encoche, ou à des lamelles parallèles à A (fig. 635). Les cristaux sont aussi mâclés quelquefois parallèlement à C.

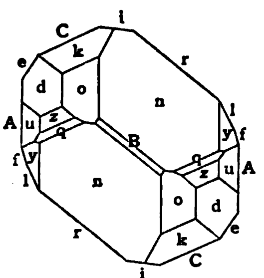


Fig. 634. — Épidote. A $\{100\}$, *e* $\{101\}$, C $\{001\}$, *i* $\{\bar{1}02\}$, *r* $\{\bar{1}01\}$, *l* $\{\bar{2}01\}$, *f* $\{\bar{3}01\}$ *k* $\{012\}$, *d* $\{111\}$, *o* $\{011\}$, *n* $\{\bar{1}11\}$, *z* $\{110\}$, *q* $\{22\bar{1}\}$, *u* $\{210\}$, *y* $\{21\bar{1}\}$.

L'épidote massive ordinaire est une substance compacte ou granulaire vert jaunâtre, qui peut être confondue avec le pyroxène ou l'idocrase massif ; mais la couleur (vert pistache) est réellement quelque peu différente de celle des autres minéraux. Les cristaux minces peuvent être vert pâle ; les cristaux ordinaires sont presque noirs.

Sous le microscope l'épidote peut se reconnaître à son fort poléochroïsme (β brun, α et γ jaune à vert) et à la visibilité des axes optiques quand on fait tourner un prisme ; la bissectrice obtuse est presque perpendiculaire à A. La figure d'interférence est généralement compliquée par les mâcles. Les cristaux d'épidote, qui sont transparents, possèdent une propriété très remarquable due à leur forte absorption : quand on les examine à travers *r* dans la direction d'un axe optique, ils montrent ce qu'on appelle les *brosses d'absorption*, une paire de brosses noires entourant une tache claire. Elles sont dues à ce fait que, pour les rayons qui coïncident presque avec l'axe optique, la direction de vibration de la lumière et par suite aussi l'absorption varient très grandement. D'autres cristaux, possédant une absorption très marquée, tels que l'andalousite et le platinocyanure de magnésium, produisent un effet semblable.

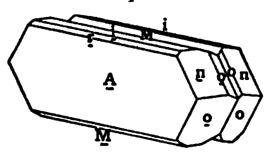


Fig. 635. — Épidote mâclée sur (100).

Les variétés les plus foncées d'épidote, qui contiennent aussi le plus de fer, fondent très aisément et donnent une scorie magnétique. La plupart des auteurs appellent T et M les faces A et C des figures 633, 634 (C est indiqué par M dans la figure 635) et elles reçoivent quelquefois les indices $(\bar{1}01)$ et 100 respectivement.

Localité remarquable :

Knappenwand (Untersulzbachthal, Tyrol). — De magnifiques cristaux vert foncé, avec les faces des figures 633 et 634, se rencontrent sur de l'épidote massive ou fibreuse dans un schiste à épidote. Les minéraux

associés sont de l'adulaire blanc, de l'apatite vitreuse, de l'asbeste verte finement fibreuse ou capillaire et aussi de la calcite drusique et de la titanite. Les cristaux sont pour la plupart mâclés ; B est tout à fait petit et quelquefois rugueux.

Zoisite est le nom qu'on a donné à un minéral orthorhombique, ayant à peu près la même composition que l'épidote ; aux mines de cuivre de Ducktown dans le Tennessee on le trouve en prismes gris avec de la chalcopyrite, quartz, pyrite et blende ; la bissectrice aiguë positive ($2E = 50°$) émerge au travers de (100) mais le plan des axes est quelquefois parallèle à (010) et quelquefois à (001).

Quelques-uns des angles de la zoisite sont presque égaux à ceux de l'épidote et il y a évidemment une relation étroite entre les deux minéraux ; toutefois la zoisite contient très peu de fer et par suite se rapproche plus étroitement de la formule donnée ci-dessus pour l'épidote.

Un superbe minéral massif rouge, connu sous le nom de *thulite*, qui se rencontre avec de l'idocrase bleue, du grenat, de l'épidote et de la fluorine à telemark en Norvège, est employé comme pierre ornementale et rapporté à la zoisite. La couleur est due au manganèse.

VESUVIANITE (OU IDOCRASE)

Vésuvianite. — Silicate de calcium et d'aluminium (avec MgO, Fe_2O_3 et H_2O). Tétragonal (ou pseudo-tétragonal) ; symétrie holosymétrique.

$$a : c = 1 : 0,5375.$$

$$C = \{001\},\ m = \{110\},\ A = \{100\},\ p = \{111\},\ s = \{311\}.$$

Clivage A, *m* imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. $D = 6\ 1/2$; $G = 3,41$. Couleur verte. Trait blanc. Lustre vitreux. $\omega = 1,722$. Biréfringence faible, négative ; $\omega - \varepsilon = 0,001$. Pléochroïque. Fusible (3) en un verre coloré. A peine affectée par les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Ala** (Piémont).

La **Vésuvianite** (ou **idocrase**) se trouve généralement en cristaux bruns (comme à Christiansand en Norvège), comme la figure 636. La description précédente se rapporte aux petits cristaux verts (fig. 637) trouvés dans l'Alathal, qui sont les mieux cristallisés et les plus transparents. Les faces du prisme de la vésuvianite sont striées verticalement et le plan basal est quelquefois marqueté. Le nom est dérivé de la localité, le mont Vésuve, où l'on trouve des cristaux bruns brillants finement cristallisés. Ici, comme ailleurs, la vésuvianite peut se distin-

guer des autres minéraux (grenat, etc.), qui lui ressemblent, par une zone du prisme striée et perpendiculaire à un plan basal uni. Les mâcles sont inconnues. La vésuvianite est un des meilleurs exemples de cristallisation tétragonale ; elle se trouve principalement dans le calcaire métamorphique et dans les schistes cristallins, et comme minéral de contact.

Des variations considérables dans les angles, dans la couleur, dans les propriétés optiques et dans la composition indiquent qu'elle peut être

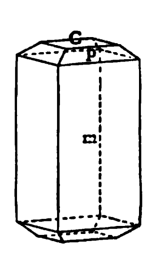


Fig. 636. — Vésuvianite, *m* }110{, *p* }111{ C }001{.

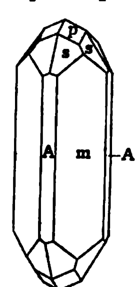


Fig. 637. — Vésuvianite. A }100{, *m* }110{, *p* }111{, *s* }311{, d'Ala.

un mélange isomorphe de deux ou plusieurs silicates indéterminés. Les cristaux sont souvent légèrement biaxes; la biréfringence de ceux de la rivière Wilui en Sibérie, est positive ; il y a souvent une division en secteurs qu'on observe en lumière polarisée ; et encore plus habituellement un accroissement zoné de matières de différentes couleurs, ou de bandes qui ne s'éteignent pas ensemble. L'angle axial, dans les zones biaxes, peut s'élever à 60°. Les grands prismes de Wilui se composent de coins de deux matières arrangées en sablier ; les deux coins qui ont le pinacoïde basal pour bases sont presque uniaxes ; ceux qui s'étendent latéralement aux faces du prisme se composent de lamelles ayant un angle axial d'environ 30° ; les sections basales de vésuvianite ont généralement une structure zonaire quadrangulaire. Le minéral doit probablement être regardé comme pseudo-tétragonal et composé de sub-individus monocliniques. Le dichroïsme n'est pas très prononcé.

La plupart des vésuvianites ont approximativement la composition suivante : $SiO_2 = 37$ à 39 ; $Al_2O_3 = 13$ à 16 ; $CaO = 33$ à 37 ; $Fe_2O_3 = 0$ à 6 ; $MgO = 1$ à 4 ; $H_2O = 0$ à 3.

Comme composition, la vésuvianite est très voisine du grenat alumino-calcique, $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ elle contient en outre un peu d'eau (2 à 3 p. 100) qui s'en va à la chaleur rouge, et fréquemment aussi du magnésium et des alcalis ; quelques analyses de vésuvianite ont conduit à la

formule $H_4\ Ca_{12}\ Al_6\ Si_{10}O_{43}$. Rammelsberg regarde le minéral comme $R'_{22}\,Si_5\,O_{21}$, où R' peut être H ou des quantités équivalentes de Ca,Mg,Al,Fe.

Quelques localités remarquables :

Ala (Piémont). — Ici, dans l'endroit qui donne les échantillons bien connus de grenat et de diopside (p. 504), on trouve de l'idocrase de trois sortes : 1° de beaux prismes verts riches en faces terminales, accompagnés de chlorite, sur de la vésuvianite massive qui traverse la serpentine ; 2° en cristaux pyramidaux aigus verts ou brunâtres (fig. 637), accompagnés de diopside et de chlorite. (Avec apatite) sur du grenat, les deux cristallisés et massifs, qui traversent aussi la serpentine ; 3° en longs prismes striés d'une couleur brun rougeâtre (appelés à tort idocrase à manganèse) accompagnés de grenat, diopside et chlorite sur du grenat.

Monzoni (Tyrol). — Ici, dans le voisinage de la Fassathal, dans un calcaire granulaire bleuâtre, en même temps que du spinelle massif et de l'augite, on trouve des cristaux jaunes et verdâtres de taille considérable, d'un habitus pyramidal, forme *p*. La vésuvianite est drusique et en partie transformée par altération en stéatite.

Vésuve. — Dans les druses des blocs éjectés de calcaire du **Monte Somma**, on trouve des prismes brillants de vésuvianite brune, accompagnés de grenat, brun et jaune, de plaques vertes de méroxène, de horneblende, sanidine, wollastonite, néphéline, etc. La vésuvianite est quelquefois tabulaire, en raison de la prédominance de C (001).

Christiansand (Norvège). — Grands cristaux bruns dans de la calcite, associés avec du grenat. Ce sont des prismes avec grand plan basal et petites faces de pyramide ; ils montrent une structure zonale.

Achmatovsk (Oural). — Cristaux bruns et verts dans un schiste chloriteux, ou dans de la calcite englobée dans le schiste. La plupart sont prismatiques, mais quelques-uns des petits cristaux verts sont des pyramides basses, sans faces du prisme, terminées par de petites faces du pinacoïde basal et d'un habitus si peu commun pour la vésuvianite qu'on les avait pris antérieurement par erreur pour du sphène.

Rivière Wilui (Sibérie). — De grands prismes carrés brun verdâtre de l'habitus ordinaire et connus sous le nom de *wiluite*, se rencontrent dans une roche tufacée décomposée en même temps que du grenat et des pseudomorphes tétraédrales particulières connues sous le nom de *achtaragdite*. La vésuvianite montre un marquetage remarquable sur ses faces.

PRÉHNITE

La **préhnite**, $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$, est un minéral orthorhombique qui se présente dans les mêmes conditions que les zéolites et qui est souvent associé avec eux ; toutefois comme il ne perd son eau qu'à la température du rouge, il peut à peine être classé avec les zéolites.

Des cristaux définis sont rares et le minéral a une tendance extraordinaire à se montrer en groupes en forme de barils ou globulaires,



Fig. 638. — Prehnite du Bourg d'Oisans (Bristish Museum).

comme le montre la figure 638 ; en l'examinant soigneusement, on peut voir qu'elle se compose de plaques rectangulaires ; elle est translucide et d'une couleur vert pâle ou grise. Des cristaux distincts ressemblent quelque peu à de l'hémimorphite, et, comme ce minéral, sont pyroélectriques et par suite polaires, mais la polarité peut être cachée par des mâcles supplémentaires (p. 105). Les propriétés optiques suggèrent que la préhnite est pseudo-rhombique. Elle est fusible avec intumescence en un émail et est décomposée par l'acide chlorhydrique. On a trouvé au bourg d'Oisans dans le Dauphiné (fig. 638) de beaux groupes associés avec de l'axinite, et accompagnés d'épidote, orthose, albite et calcite, et quelquefois enveloppés d'asbeste blanche.

AXINITE

L'**Axinite**, dont on rencontre de beaux échantillons au bourg d'Oisans avec de la préhnite, est intéressante cristallographiquement comme minéral triclinique bien développé, et chimiquement comme borosilicate (comme la tourmaline).

Le nom, comme celui du sphène, se rapporte à la forme en coins des cristaux (ἀξίνη, une hache). Les cristaux sont de couleur brun cannelle,

transparents et brillants, possédant un lustre vitreux, presque adamantin ; les zones Mm et Mx sont striées parallèlement à leurs arêtes ; D=61/2 ; G=3,28 ; M=}1$\bar{1}$0{, m =}110{, A = }100{, r }111{, s = }201{, x = }111{. Elle est fortement pléochroïque, optiquement négative avec un grand angle des axes (2H = 85°) (fig. 639) et a une dispersion très marquée, $\rho < \upsilon$.

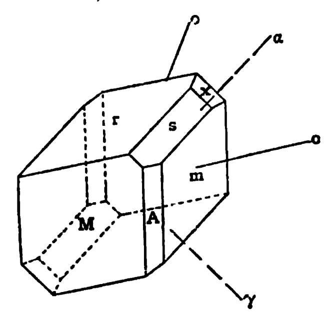


Fig. 639. — Axinite, A }100{, M }110{, m }110{, s }201{, x }$\bar{1}\bar{1}$1{, r }1$\bar{1}$1{.

Composition approximative $HCa_3Al_2BSi_4O_{10}$, où Ca est partiellement remplacé par Fe et Mn.

L'axinite fond facilement (2) avec intumescence et n'est pas décomposée par les acides. La présence du bore peut être décelée comme dans la tourmaline.

Des cristaux très semblables à ceux du Dauphiné se rencontrent dans les falaises à Botallak, près de Saint-Just, Cornouailles.

STAUROLITE

La **Staurolite** a été citée précédemment comme un des exemples les plus frappants de mâcles interpénétrantes cruciformes et c'est à ce fait que son nom fait allusion (σταυρος, une croix) ; c'est un silicate orthorhombique d'aluminium, ressemblant à l'andalousite comme composition, mais contenant environ 16 p. 100 de FeO et MgO et moins de 2 p. 100 d'eau qui est retenue à haute température ; les cristaux sont habituellement si impurs que la formule n'a pas été établie avec certitude, mais quelques analyses conduisent à peu près à $HFeAl_5Si_2O_{13}$; ils sont souvent altérés en substance stéatitique et contiennent de la silice et autres minéraux. Des prismes bruns nettement cristallisés, cristaux simples comme un bras de la figure 640, se rencontrent dans le schiste à paragonite du Monte Campione (Saint-Gothard) associés avec disthène et grenat et, comme on l'a mentionné plus haut, ils sont quelquefois réunis en position régulière avec le disthène (fig. 21) ; c'est sur ces cristaux que la forme et les propriétés optiques du minéral peuvent le mieux être déterminés.

mm = (110) : (1$\bar{1}$0) = 50° 40′ ; Cr = (001) : (101) = 55° 16′ ; par suite $a : b : c = 0,473 : 1 : 0,683$; bissectrice aiguë positive perpendiculaire à C ; plan des axes (100) ; 2H = 113° ; β = 1,75 ; biréfringence, forte = 0,012 ; pléochroïsme très distinct ; γ rouge, α et β jaune à vert ; mais

les couleurs semblent varier avec les échantillons. C'est dans les micaschistes de Bretagne, à Quimper et autres localités, que les grandes mâcles bien connues (fig. 640 et 641) se rencontrent ; ce sont des cristaux bruns rugueux contenant beaucoup de quartz. Dans la figure 640, le plan de mâcles est (032) et les bras de la croix sont inclinés l'un sur l'autre de 91° 10' ; dans la figure 641, le plan de mâcles est (232) et les bras sont inclinés de 59° 34' il est curieux que ni la forme }032{ ni la forme }232{ ne se trouvent comme faces du cristal. Des mâcles semblables en cristaux isolés se trouvent dans un micaschiste décomposé dans le Fannin County, Géorgie, et ici des mâcles d'interpénétration sur (130) ne sont pas rares.

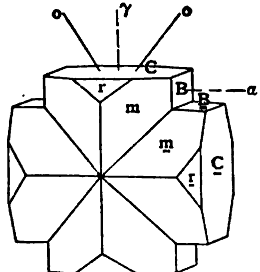


Fig. 640. — Staurolite, B }010{, *m* }110{, C }001{, *r* }101{, mâclée sur (032).

Fig. 641. — Staurolite, mâclée sur (232).

Au Brésil, dans les lavages de diamant de Salobro, on trouve des fragments de staurolite suffisamment clairs pour servir de gemmes ; quand ils sont convenablement taillés, le pléochroïsme, vert à brun rouge, est un trait frappant visible en lumière ordinaire.

GROUPE DE LA CHLORITE

Groupe de la chlorite. — Silicates de magnésie (ou de fer) et d'alumine, contenant aussi environ 12 p. 100 d'eau, qui s'en va à haute température.

Monoclinique (pseudo-hexagonal). Les cristaux sont des plaques hexagonales ayant leurs arêtes biseautées par des faces inclinées d'un angle de 66° 17' ou de 66° 32', sur la base. Ce sont les angles observés sur le clinochlore (voy. p. 598).

Ces minéraux sont généralement des aggrégats de petites écailles, et sont pour la plupart des produits de décomposition.

Clivage basal, parfait. Flexible. Vert foncé. Trait blanc. Lustre vitreux, nacré sur (001). $D = 2 - 3$; $G = 2,6 - 3,0$. $\beta = 1,6$. $\gamma - \alpha = 0,01$. Différentes variétés peuvent être uniaxes, biaxes positives ou négatives. Pléochroïque. Fusible avec difficulté. Décomposé par l'acide sulfurique.

Chlorite. — Les minéraux contenus dans ce groupe sont tous des

silicates d'alumine et de magnésie, et ils contiennent de l'eau qui ne s'en va qu'à haute température, au rouge; on les désigne quelquefois sous le nom d'*hydro-micas*. Comme forme cristalline, ils sont très semblables aux micas, se présentent en écailles hexagonales, qui ont un bon clivage basal. Les chlorites se distinguent des micas en ce qu'elles sont pliables mais pas élastiques; de plus leur clivage n'est pas aussi facile que celui des micas, et elles ne sont pas aussi dures. Généralement parlant, un minéral tendre pliant, qui se rencontre en agrégats écailleux et qui est habituellement de couleur verdâtre, doit être rapporté au groupe de la chlorite, mais le nom embrasse un grand nombre de variétés qui ne sont pas du tout bien définies. Cependant ils se distinguent facilement des autres minéraux à structure écailleuse, comme le mica et le talc, puiqu'ils contiennent une proportion considérable d'eau; ils ne renferment pas de grande quantité d'alcalis, comme les premiers, et l'alumine, qui est un constituent essentiel de toutes les chlorites, les distingue du talc. Toutefois ils ressemblent à ces minéraux en étant monocliniques et pseudo-hexagonaux; l'indice de réfraction est voisin de celui du talc et du mica, mais leur double réfraction plus faible sert à distinger la chlorite de l'un et l'autre; les coupes minces ne montrent pas habituellement d'anneaux d'interférence.

Parmi les échantillons qu'on trouve dans les collections, deux variétés bien cristallisées ressortent, à savoir, la pennine et le clinochlore.

La **Pennine** se rencontre à Zermatt en grands cristaux verts foncés accompagnés d'un diopside fibreux dans un schiste massif à asbeste, ou cuir de montagne; ces cristaux sont en apparence des longs rhomboèdres aigus, avec des faces rugueuses, terminés par le plan basal, sur lequel ils sont inclinés d'un angle d'environ 76°. Les plaques de clivage sont quelquefois négatives, quelquefois positives et peuvent être uniaxes ou biaxes, mais généralement le premier. La pennine possède un pléochroïsme remarquable; la couleur d'une coupe transversale au clivage est vert clair quand on l'examine en lumière vibrant parallèlement à la trace du clivage; brun jaune ou presque rouge, si la lumière vibre perpendiculairement au clivage.

Le **Clinochlore** se rencontre en plaques vertes et en amas feuilletés courbes dans les cavités d'un schiste chloriteux à Achmatovsk, dans l'Oural, où il accompagne du grenat superbement cristallisé, du diopside et de l'apatite. Les tables hexagonales sont biseautées par des faces inclinées de 71°,5 ou de 66° sur le plan basal; elles sont optiquement positives et uniaxes ou biaxes avec un petit angle; le pléochroïsme

est semblable à celui de la pennine. La bissectrice aiguë est inclinée d'une manière perceptible sur le clivage, de sorte que, comme l'indique son nom, le minéral est distinctement monoclinique.

Le gisement d'Achmatovsk est très semblable à celui d'Ala (Turin); où de belles petites plaques hexagonales vertes accompagnent l'essonite et le diopside décrits à la page 504.

On connaît deux chlotites chromiques très frappantes d'un roux rose foncé ; elles proviennent de l'Oural et ont reçu les noms de kämmerérite et de kotschubéite; la première étant presque uniaxe a généralement été regardée comme une variété de pennine.

On distingue généralement trois variétés dans le groupe de la chlorite :

Pennine, chlorite pagnésienne, avec environ 35 p. 100 de SiO_2.

Clinochlore, chlorite intermédiaire, avec environ 30 p. 100 de SiO_2.

Ripidolite, chlorite ferrugineuse, avec environ 25 p. 100 de SiO_2.

Le nom de chlorite a été donné par von Kobell, de Munich, au minéral de la Zillerthal et de Salzbourg, tandis que le minéral plus siliceux d'Achmatovsk recevait le nom de **ripidolite** en raison de sa structure (ῥιπίς, éventail). Le nom de ripidolite a été malheureusement transporté aux groupes du Saint-Gothard, minéraux qui contiennent environ 32 p. 100 de SiO_2, et ceci a conduit à beaucoup de confusion dans la nomenclature. Dana a suggéré le nom de prochlorite pour la chlorite de von Kobell.

Jusque tout récemment les chlorites étaient divisés en trois classes ou plus suivant leurs caractères optiques, qu'on supposait les distinguer en cristaux rhomboédraux et monocliniques; une classification chimique n'était pas possible. Il y a peu de doute maintenant que tous les minéraux de ce groupe appartiennent au système monoclinique, et que ceux, qui sont rhomboédraux en apparence, ne doivent leur forme et leurs caractères optiques à la superposition de nombreuses lamelles màclées, soit du même minéral, soit de minéraux différents.

Lorsque des cristaux biaxes, positifs et négatifs, sont interlaminés, ils peuvent donner naissance à un cristal composé, qui est uniaxe en apparence, et ceci peut être le cas pour quelques-unes des chlorites rhomboédrales en apparence (voy. les remarques de la page 278).

Leur composition extrêmement variable montre que les minéraux de ce groupe sont sans doute des mélanges de deux ou plusieurs substances distinctes ; Kenngott a montré que, si dans toutes les analyses de chlorite, le Al_2O_3 est remplacé par une quantité correspondante du silicate du pyroxène, $MgSiO_3$, la composition se ramène à celle de la

serpentine et peut être représentée par la formule $H_4Mg_3Si_2O_9$. En conséquence Tschermak regarde les chlorites comme des mélanges en proportions variables des deux molécules :

(Serpentine) $H_4Mg_3Si_2O_9$
(Amésite) $H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

La dernière correspond à peu près à un minéral chloritique de Chester (Massachusetts) connu sous le nom d'*amésite*.

Si cette théorie du groupe de la chlorite peut être confirmée, le groupe MgSi doit être considéré comme capable de remplacer le groupe Al_2.

Pour les variétés plus massives et minusculement cristallines (que Tschermak a classées ensemble sous le nom de *leptochlorites*) il faut admettre une composition plus compliquée.

La chlorite se rencontre en grandes quantités sous forme de schiste chloriteux, dont elle est un constituant essentiel et presque le seul ; elle est, par exemple, la matrice du clinochlore cristallisé à Achmatovsk. Autrement les chlorites sont généralement des produits de décomposition du mica, grenat, pyroxène, amphibole et feldspath, sous forme de substance terreuse remplissant des cavités dans des schistes et des roches éruptives altérées de toutes sortes. Les cavités vésiculaires dans les roches basaltiques sont souvent remplies de chlorite finement écailleuse. Beaucoup des micas altérés ont reçu le nom de *vermiculite*, à cause de la manière dont ils se gonflent et se tordent à la flamme du chalumeau.

Un autre groupe de minéraux micacés est connu sous le nom de **groupe de la clintonite**, ou de *micas cassants ;* ils sont beaucoup plus fragiles que le mica auquel ils ressemblent étroitement, étant aussi monocliniques et pseudo-hexagonaux avec clivage basal parfait ; ils sont plus durs que les chlorites (D = 6) et contiennent beaucoup moins d'eau. Le minéral le plus intéressant de ce groupe est la **margarite**, qui a déjà été citée comme mica calcique. La margarite se rencontre en écailles blanches à lustre nacré ; son dérivé de μαγαριτης, perle ; D = 4 ; G = 3. Bissectrice aiguë presque perpendiculaire au clivage ; 2E = 120° environ. La composition de ce minéral paraît être tout à fait définie, $H_2CaAl_4Si_2O_{12}$. La margarite est un associé fréquent du corindon, comme dans les mines d'émeri de l'Asie Mineure et du Massachusetts ; la margarite et le diaspore sont les produits d'altération communs du corindon.

SECTION XXIV

SILICATES (Suite).

BÉRYL

Béryl. — Silicate de béryllium et d'aluminium ; $Ba_3Al_2Si_6O_{18}$; $BeO = 14,11$; $Al_2O_3 = 19,09$; $SiO_2 = 66,84$. Hexagonal holosymétrique.

$$a : c = 1 : 0,4989.$$

$m = \{10\bar{1}0\}$; $p = \{10\bar{1}1\}$; $u = \{20\bar{2}1\}$; $s = \{11\bar{2}1\}$, $v = \{21\bar{3}1\}$, $C = \{0001\}$, $Cp = (0001) : (10\bar{1}1) = 20^\circ\ 56'$; $Cu = (0001) : (20\bar{2}1) = 49^\circ\ 2'$; $Cs = (0001) : (11\bar{2}1) = 44^\circ\ 56'$; $pp = (10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 28^\circ\ 54'$; $uu = (20\bar{2}1) : (02\bar{2}1) = 44^\circ\ 22'$: $vv = (21\bar{3}1) : (12\bar{3}1) = 18^\circ\ 11'$; $mv = (10\bar{1}0) : (21\bar{3}1) = 37^\circ\ 49'$; $ms = (10\bar{1}0) : (11\bar{2}1) = 52^\circ\ 17'$.

Clivage C imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. $D = 7\ 1/2$; $G = 2,7$. Vert bleuâtre. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent ; $\omega = 1,584$. Biréfringence négative, faible $\omega - \varepsilon = 0,006$. Fusible avec difficulté (5 1/2). Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Ekaterinburg** (Oural).

Le béryl, dans ses variétés pâles connues sous le nom d'aigue-marine, et dans ses variétés vert foncé sous le nom d'émeraude, est familier comme pierre précieuse ; on trouve de beaux échantillons de béryl dans les veines pegmatitiques de quelques granites, tandis que l'émeraude a été rencontrée dans le schiste et le calcaire en Colombie et dans le schiste à Takowaya, dans l'Oural, qui a déjà été cité comme la localité de l'alexandrite.

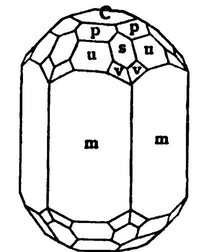


Fig. 642. — Béryl, m $\{10\bar{1}0\}$, p $\{10\bar{1}1\}$, u $\{20\bar{2}1\}$, s $\{11\bar{2}1\}$, v $\{21\bar{3}1\}$, C $\{0001\}$ (Comparer Fig. 164).

Le béryl est parmi les minéraux le meilleur et presque le seul exemple de symétrie hexagonale holosymétrique.

Les beaux petits cristaux vert pâle de Nerchinsk présentent une matière excellente pour les mesures ; ils sont très brillants et riches en faces et en zones. La figure 642 représente une combinaison commune, mais ici et dans

d'autres localités les cristaux sont quelquefois une combinaison simple du prisme et du pinacoïde basal, avec peut-être une forme de pyramide, telle que *p* ou *s*. Les faces du prisme sont presque toujours striées verticalement.

Bien que les angles ne révèlent pas de déviation de la symétrie hexagonale, et que les mâcles soient inconnues, cependant les cristaux sont souvent biaxes en partie ; ceci peut être dû à des tensions.

Le béryl ordinaire qu'on trouve dans la pegmatite, est généralement en prismes striés sans terminaisons ; le béryl massif peut ressembler à de l'apatite ; par exemple, il a été plusieurs fois décrit comme se rencontrant dans la syénite augitique du sud de la Norvège, mais après un examen plus approfondi on a trouvé que le minéral était de l'apatite. Le béryl peut se distinguer de l'apatite par sa dureté plus grande et par son clivage moins bon.

La riche couleur verte de l'émeraude est presque certainement due à des traces de chrome ; comme dureté et pouvoir réfringent elle est inférieure à la plupart des gemmes ; le poids spécifique et l'indice de réfraction sont tels qu'ils rendent faciles la détermination des aigues marines diversement colorées et des émeraudes au moyen de l'iodure de méthylène et du réflectomètre total. Les cristaux d'émeraude sans crapauds sont extrêmement rares.

Quelques localités remarquables :

Ekaterinburg (Oural). — A **Mursinka** et autres localités dans ce district, on trouve dans les druses du granite grossier, avec de la topaze et de la tourmaline noire, de beaux cristaux de couleur verte, bleue ou jaune, soit en combinaison simple de C*m*, ou C*m* avec *p* et *s*, ou en combinaisons complexes comme celle de la figure 642.

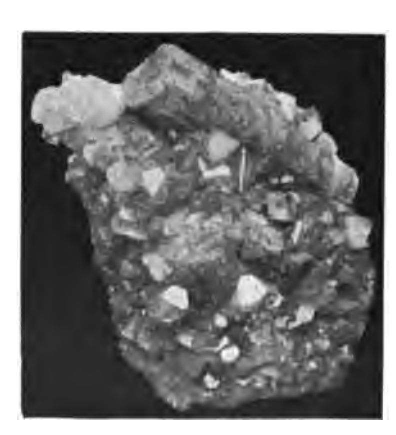


Fig. 643. — Béryl avec topaze d'Adunchilon (Bristish Museum).

Nerchinsk (Transbaïkalie). — Des cristaux très semblables, seulement plus striés, se trouvent avec de la topaze et du quartz enfumé dans le granite. Dans les deux localités on trouve quelquefois des cristaux drusiques profondément corrodés et arrondis en terminaisons pyramidales. La corrosion naturelle ou artifi-

cielle n'a jamais indiqué autre chose que l'holosymétrie dans ce minéral.

La figure 643 représente un prisme strié de béryl ordinaire associé avec de la topaze, d'**Adunchilon** dans ce district.

Ile d'Elbe. — Dans les druses du granite à tourmaline de **San Piero** (p. 576) on trouve des béryls richement terminés avec pinacoïde basal prédominant ; ils sont incolores ou teintés en rouge, vert ou bleu.

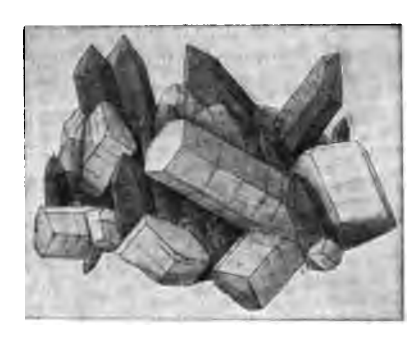


Fig. 644. — Béryl avec quartz enfumé et orthose des Mourne Mountains.

Mourne Mountains (Comté de Down, Irlande). — On a trouvé dans des druses du granite albitique de beaux prismes bleus C*m*, avec orthose, topaze et quartz enfumé (fig. 644) ; ils ont généralement une structure zonale en zigzag, indiquant les faces du pyramide, près de l'extrémité.

Muso (Colombie). — C'est de cette localité qu'ont été apportées depuis le XVIe siècle les belles émeraudes vert foncé des joailliers. Elles se rencontrent en prismes (C*m*, etc.) dans un calcaire bitumeux noir qui contient des ammonites, et sont accompagnées de calcaire blanc, cristal de roche clair et dolomie noire, en même temps que des cristaux }210{ de pyrite de fer. On trouve aussi, en pyramides hexagonales brunes, un carbonate rare de lanthane, connu sous le nom de parisite. Les cristaux d'émeraude sont souvent fracturés et recimentés par de la calcite.

Les noms de béryl (βήρυλλος) et d'émeraude (σμάραγδος) sont des noms anciens de signification inconnue.

GROUPE DU GRENAT

Grenat. — $R''_3R'''_2(SiO_4)_3$; où $R'' =$ Ca, Mg, Fe, Mn ; $R''' =$ Al, Fe, Cr. Cubique. D = 7 ; G = 3,8. Jaune de miel. Trait blanc. Forme commune, dodécaèdre. Clivage }110{ imparfait. Cassant. Fracture inégale. Lustre vitreux à graisseux. Transparent ; $\mu = 1,7$ à 1,8.

Comparer avec la description précédente l'andradite d'**Ala** (Turin).

On distingue les variétés suivantes de grenat :

Grossulaire, $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$; G = 3,5 ; D < 7 ; fusible (3).
Pyrope, $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$; G = 3,5 ; D < 7 ; fusible (> 3).
Spessartine, $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$; G = 3,8 ; D > 7 ; fusible (3).
Almandine, $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$; G = 3,4 ; D > 7 ; fusible (3).
Ouwarowite, $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$; G = 3,4 ; D = 7 ; infusible (6) ; vert.
Andradite, $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$; G = 3,8 ; D < 8 ; fusible (3).

Tous les grenats sont des mélanges isomorphes des précédents, de sorte que la couleur et la composition sont très variables. A l'exception de l'ouwarowite, tous sont décomposés avec difficulté par l'acide chlorhydrique, l'andradite le plus facilement. Les grenats ferrugineux fondent en un globule magnétique.

Grenat (allemand, granat ; anglais, garnet). — Le groupe du grenat embrasse une série extrêmement bien définie de minéraux, compris dans la formule générale ci-dessus $R''_3R'''_2 (SiO_4)_3$; on les reconnaît à

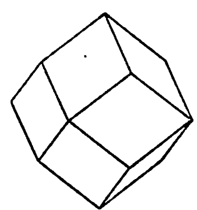


Fig. 645. — Grenat }110{.

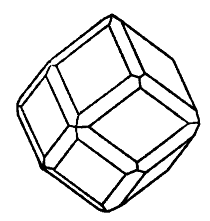


Fig. 646. — Grenat }110{, }211{.

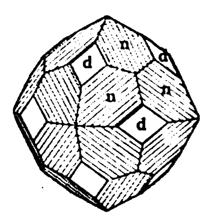


Fig. 647. — Grenat *n* }211{. *d* }110{

leur forme dodécaédrale ou icositétraédrale, à leur forte réfraction, à leur lustre quelque peu graisseux, à leur clivage imparfait et à leur facile fusibilité.

Les grenats se rencontrent le plus communément dans les schistes cristallins, les gneiss et granulites, ou comme un constituents (grossulaire) des cornéennes à silicate de chaux ; et aussi comme un constituent accessoire accidentel (andradite) des roches basiques alcalines, telles que les phonolites et les leucitophyres. Dans ces roches le grenat se présente généralement en grains. En coupes microscopiques, on le reconnaît à ses contours carrés ou hexagonaux, à sa forte réfraction, à son absence de clivage et à son caractère isotrope ou à peu près isotrope.

Une roche remarquable dont le grenat est un constituant essentiel et important est l'éclogite, roche schisteuse composée de horneblende vert (« smaragdite ») d'augite verte (« omphacite ») et de grenat ; cette roche se rencontre dans le Sau-alpe de Carinthie.

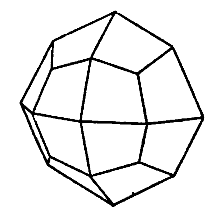
Le grenat se rencontre quelquefois en grandes masses, associé avec de la horneblende et de la magnétite, parmi les schistes cristallins, de manière à constituer une roche à grenat. On le trouve aussi (pyrope et démantoïde) dans les serpentines et les péridotites, et (almandine et spessartine) dans le granite.

Généralement parlant, les grenats alumino-calciques se trouvent comme minéraux secondaires dans les roches métamorphiques, particu-

lièrement les calcaires ; les grenats alumino-ferriques dans les roches granitiques et gneissiques ; les grenats alumino-manganiques dans les roches granitiques ; les grenats magnésiens dans les roches basiques contenant de la magnésie ; tandis que les grenats ferro-calciques se rencontrent un peu partout.

Les beaux échantillons cristallisés des musées proviennent principalement des schistes cristallins ou des calcaires métamorphiques.

Le groupe du grenat est essentiellement dodécaédral comme habitus ; tous les cristaux communs de grenat sont ou bien des dodécaèdres simples (fig. 645) ou des dodécaèdres *d* avec leurs arêtes tronquées par l'icositétraèdre *n* }211{ (fig. 646, 647, 649). Dans ceux-ci les faces de *n* sont striées parallèlement à leurs intersections avec *d*. Quelquefois les arêtes du dodécaèdre sont aussi biseautées par }321{, dont les faces remplacent les arêtes *nd* de la figure 647.


Fig. 648. — Grenat }211{.

L'icosaèdre simple }211{ est une forme caractéristique pour les cristaux de la Rivière Wilui et de quelques autres localités (fig. 648).

Bien que le minéral soit presque invariablement dodécaédral, d'autres formes sont évidemment possibles ; on a trouvé à l'île d'Elbe des *octaèdres* simples blancs ou jaunes ; mais en règle générale, les seules faces qui aient de l'importance sont celles qui appartiennent aux zones dodécaédrales. Les mâcles sont inconnues.

Au point de vue optique, il y a très peu de grenats qui soient tout à fait isotropes ; mais beaucoup d'entre eux, particulièrement ceux qui forment les roches, sont bien près de l'être ; d'autre part, quelques grenats sont évidemment pseudo-cubiques et se composent d'individus qui s'interpénètrent ; ceux-ci sont quelquefois uniaxes et quelquefois biaxes ; Klein a rapporté la structure des cristaux de grenats à trois types : (1) octaédral, dans lequel quatre individus uniaxes s'interpénètrent avec leurs bases dans les faces de l'octaèdre ; (2) dodécaédral, dans lequel six individus biaxes ont chacun une bissectrice aiguë perpendiculaire à une face du dodécaèdre et le plan des axes optiques parallèle à une plus longue diagonale ; (3) icositétraédral, dans lequel douze individus uniaxes ou biaxes ont chacun un axe ou une bissectrice aiguë perpendiculaire à une face de l'icositétraèdre ; (4) topazolitique, dans lequel vingt-quatre individus biaxes s'interpénètrent.

Comme résultats de ces observations, quelques auteurs regardent les anomalies optiques du grenat comme dépendant simplement de la forme

extérieure des cristaux et par suite non pas comme le résultat d'une pseudo-symétrie ; d'autre part elles peuvent indiquer que les minéraux du groupe du grenat sont des mélanges de deux ou plusieurs substances pseudo-cubiques, qui peuvent être uniaxes ou biaxes, avec une ou plusieurs substances isotropes.

Grossulaire. — Grenat alumino-calcique (de *grossularia,* groseille, par allusion à la couleur verte de quelques variétés).

$SiO_2 = 40{,}01$, $Al_2O_3 = 22{,}69$, $CaO = 37{,}30$; il contient généralement aussi du fer, du manganèse, et du magnésium en petites quantités.

Quelques localités remarquables :

Ala (Turin). — Dans les cavités d'un grossulaire massif rouge traversant la serpentine à la tête de l'Alathal. Cette vallée se trouve dans la zone des schistes, serpentines et gabbros qui entourent le gneiss granitique des Alpes Gaïennes.

Le grenat (le soi-disant essonite ou pierre de cannelle) se rencontre en dodécaèdres brillants rouge hyacinthe avec }211{, }321{ ; il est associé avec des cristaux de diopside vert, de vésuvianite et de chlorite, formant l'une des plus belles associations minérales qu'on puisse trouver dans les collections (voy. p. 504).

Monzoni (Tyrol). — Dans des veines au contact des calcaires cristallins et de la syénite augitique ; icositétraèdres verts et jaunes }211{, quelquefois avec vésuvianite et calcite (voy. p. 594).

Vésuve. — Dans les blocs éjectés du **Monte Somma,** cristaux brillants jaunes et bruns }110{, ou }110{ avec }211{, avec idocrase, wollastonite et méroxène vert (voy. p. 572).

Jordansmühl (Silésie). — Dodécaèdres vitreux, *incolores* sur de la prehnite massive dans de la serpentine.

Rivière Achtaragda (Sibérie). — *Icositétraèdres* verts avec vésuvianite et achtagradite dans un tuff volcanique (voy. p. 594).

Cziklova (Hongrie). — Dodécaèdres bruns et jaunes, quelquefois avec les faces du *cube.*

Telemark (Norvège). — Dodécaèdres graisseux *blancs* avec vésuvianite bleue (cyprine), thulite, fluorine et quartz ; ces grenats contiennent, du manganèse.

Pyrope (Grenat de Bohême). — Grenat alumino-magnésien (de πυρωπος, œil de feu).

$SiO_2 = 44{,}78$, $Al_2O_3 = 25{,}40$, $MgO = 29{,}82$, contenant aussi du fer et

du calcium, rouge sang; fusible avec difficulté. C'est ce minéral qui fournit le grenat rouge commun de la joaillerie.

Quelques localités remarquables :

Meronitz (Bilin, Bohême). — Grains anguleux dans un conglomérat de marne, serpentine, granulite, gneiss, etc. Le pyrope est englobé dans la serpentine, qui est elle-même une altération de l'olivine, et il peut par suite avoir été originalement le constituant d'une roche de la nature de l'eulysite. Quelques-uns des grains ont la forme de cubes grossiers.

Afrique du Sud. — Des grains anguleux rouges, qui accompagnent le diamant dans le conglomérat serpentineux connu comme « blue ground », et qui se trouvent aussi dans les lavages des rivières ; ils ont aussi quelquefois l'habitus du cube.

Spessartine. — Grenat alumino-manganésien.

$SiO_2 = 36{,}30$, $Al_2O_3 = 20{,}75$, $MnO = 42{,}95$, contenant aussi beaucoup de fer (FeO).

Quelques localités remarquables :

Aschaffenburg (Spessart en Bavière). — Icositétraèdres jaunes à rouges dans le granite.

Haddam (Connecticut). — Grandes masses rouges dans le granite.

Belgique. — En granules dans les cornéennes des Ardennes et dans une quartzite métamorphique noire de **Bastogne**.

Nathrop (Colorado). — Icositétraèdres brillants isolés brun rouge, qui se rencontrent avec de la topaze dans les cavités et les litophyses d'une rhyolite rubannée.

Almandine (grenat précieux). — Grenat alumino-ferrique (le nom est une corruption de *alabandicus* de Pline).

$SiO_2 = 36{,}15$, $Al_2O_3 = 20{,}51$, $FeO = 43{,}34$, contient généralement aussi du calcium, mangnésium et manganèse.

Quelques localités remarquables :

Saint-Gothard (Suisse). — Dodécaèdres et icositétraèdres rouges et bruns dans du micaschiste et du gneiss.

Fahlun (Suède). — Dodécaèdres rouges, dans de la chlorite, associés avec des minerais de cuivre et de fer.

Ceylan et **Inde.** — Nodules employés par la joaillerie. Quand ils sont taillés en *cabochons* on les connaît sous le nom de « carboucles ».



Fig. 649. — Almandine sur micaschiste de l'Alaska.

Botallack (Saint-Just, Cornouailles). — Icositétraèdres rouges dans le schiste à horneblende des falaises.

Fort Wrangel (Alaska). — De beaux dodécaèdres rouges tronqués par {211} se rencontrent dans un micaschiste (fig. 649); ces cristaux sont remarquablement symétriques.

L'almandine a généralement une couleur rouge pourpre quelque peu caractéristique ; on l'emploie considérablement dans la bijouterie, souvent taillé *en cabochon* avec une surface arrondie. Sous le microscope, on voit habituellement que l'almandine contient de fines fibres capillaires de quelque minéral, et quand on l'examine au spectroscope, il donne le spectre caractéristique d'absorption de la figure 416, page 329.

Ouwarowite (grenat calcico-chromique). — Nommé d'après un ministre russe.

$SiO_2 = 38,23$, $Cr_2O_3 = 32,50$, $CaO = 29,27$ contient aussi de l'aluminium et du fer. Vert, infusible.

Quelques localités remarquables :

Bisersk (Nord de l'Oural). — Petits dodécaèdres brillants, vert émeraude, dans des cavités dans la chromite.

Orford (Canada). — Petits dodécaèdres dans un calcaire granulaire avec pyroxène.

Andradite (Grenat commun). — Grenat ferro-calcique (nommé d'après un minéralogiste portugais).

$SiO_2 = 35,45$, $Fe_2O_3 = 33,06$, contient généralement aussi de l'aluminium et du magnésium ; les variétés noires (mélanite) contiennent du titane.

Quelques localités remarquables :

Ala (Piémont). — A l'Alpe de Mussa, près de la localité à essonite. Beaux dodécaèdres jaune de miel et vert dans des cavités d'un

pyroxène verdâtre massif (appelé « mussaïte ») qui traverse la serpentine. Ce grenat est connu aussi sous le nom de « topazolite ».

Rome. — A **Frascati**, dodécaèdres noirs à arêtes tronquées, dérivés sans doute du piperno des **Montagnes Albaines**. On les connaît sous le nom de « mélanite ».

Pyrénées. — Petits dodécaèdres noirs (pyrénéite) dans un calcaire coloré en noir ; ils montrent au microscope une structure zonale et sont biaxes pour parties.

Sisertsk (Oural). — Nodules vert brillant avec chrysotile, dolomie et magnétite dans une roche serpentine. On trouve aussi à **Nizhni-Tagilsk** un grenat vert semblable en fragments roulés. Ils sont connus sous le nom de « démantoïde ». Ce superbe minéral est taillé comme gemme et est vendu communément comme « olivine ».

Arendal (Norvège). — Dodécaèdres brunes dans de la calcite parmi les dépôts de magnétite.

ZIRCON

Zircon. — Silicate de zirconium ; $ZrSiO_4$; $ZrO_2 = 67,2$, $SiO_2 = 38,8$. Tétragonal holosymétrique.

$$a : c = 1 : 0,640.$$
$$p = \{111\},\ A = \{100\},\ m = \{110\},\ x = \{311\}.$$
$$pp = (111) : (1\bar{1}1) = 56^\circ 40',\ mp = (110) : (111) = 47^\circ 50'.$$

Clivage $\{111\}$, $\{110\}$ imparfait. Cassant. Fracture conchoïdale. $D = 7\,1/2$; $G = 4,7$. Brun. Trait incolore. Lustre adamantin. Sub-translucide ; $\omega = 1,931$. Biréfringence forte, positive; $\varepsilon - \omega = 0,062$. Infusible. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Miask** dans l'Oural.

Le **Zircon** est isomorphe avec les oxydes, cassitérite et rutile; et pour cette raison est souvent placé dans le même groupe qu'eux parmi les oxydes. C'est un constituent (accessoire) important des roches, particulièrement des roches éruptives plus acides, et, comme il a été l'un des minéraux qui se sont solidifiés les premiers, il est toujours en cristaux de taille considérable dans les syénites éléolitiques et augitiques, et en cristaux petits ou microscopiques dans une grande variété de roches ignées et dans les schistes cristallins, particulièrement dans les gneiss. Étant peu sujet à se décomposer, on le trouve souvent en petits cristaux dans les sables et autres matières dérivés de la destruction de l'une quelconque de ces roches ; il est commun parmi les constituents pesants des sables aurifères et gemmifères.

Les cristaux de zircon sont presque toujours une combinaison d'un prisme carré, ou de deux prismes carrés A, *m*, avec une pyramide carrée, l'habitus étant ou bien pyramidal, comme dans la figure 650, ou bien plus prismatique, comme dans la figure 651 ; en cristaux microscopiques, c'est généralement cette dernière forme. Un grand développement de la forme *x* leur donne quelquefois une terminaison aiguë.

C'est un de ces minéraux, comme le quartz et la cassitérite, sur lesquels le plan basal est très rarement développé.

La ressemblance étroite entre le zircon et le groupe du rutile est mise

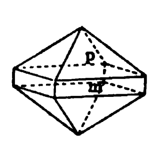


Fig. 650. — Zircon, *m* }110{, *p* }111{.

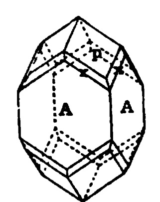


Fig. 651. — Zircon, A }100{. *p* }111{, *x* }311{.

en évidence dans leurs angles ; *pm* = (111) : (110) = 47° 50′ pour le zircon, 47° 40′ pour le rutile et 46° 27′ pour la cassitérite ; cette ressemblance est partagée par un autre minéral de composition analogue, qui n'est ni oxyde, ni silicate, le phosphate rare xénotime, de sorte que la série doit être regardée sinon comme isomorphe dans le sens strict, au moins comme analogue à la fois comme forme et comme composition.

Cassitérite	$SnSnO_4$
Rutile.	$TiTiO_4$
Zircon	$ZrSiO_4$
Thorite	$ThSiO_4$
Xenotine	YPO_4

On avait toujours été surpris de voir que le zircon n'était pas mâclé, comme le rutile, sur (101) jusqu'à ce que, en 1881, on ait trouvé des cristaux, comme la figure 652, dans un calcaire cristallin dans le comté de Renfrew, Ontario (Canada) qui sont mâclés et suivent cette même loi.

Sous le microscope le zircon est reconnaissable à sa réfraction et à sa biréfringence élevées ; quand il est monté dans le baume du Canada, il présente un relief marqué, et, dans les coupes ordinaires de roches, il donne des teintes d'interférence du troisième ordre et des ordres plus élevés. Une section basale d'un cristal de zircon donne rarement une figure uniaxe normale, la croix noire étant brisée en brosses hyperbo-

liques. Quelques auteurs regardent en conséquence les cristaux comme des màcles mimétiques d'individus monocliniques; l'effet est souvent associé avec une structure zonale bien marquée.

Comme dureté, indice de réfraction élevé et grande dispersion, le zircon est une gemme de valeur; comme réfraction et dispersion, il vient immédiatement après le diamant parmi les pierres précieuses ; il possède de plus une grande étendue de couleur. Les cristaux ordinaires sont brun foncé, mais parmi les variétés claires convenables pour les gemmes, on trouve des pierres incolores et diverses nuances d'orangé, jaune, rouge hyacinthe, vert pâle et gris (jargon). La couleur est probablement due à une trace de Fe_2O_3 et elle peut être changée par chauffage dans la flamme oxydante ou réductrice. Le poids spécifique peut aussi être élevé généralement par le chauffage. Le zircon est, comme on l'a indiqué à la page 328, un des minéraux qui donnent un spectre d'absorption caractéristique (fig. 415); celui-ci paraît être à peu près constant pour les zircons de différentes couleurs; il peut être dû en partie à de l'uranium.


Fig. 652. — Zircon màclé sur $(0\bar{1}1)$, d'Ontario.

Bien que très stable et attaqué seulement avec difficulté par l'acide sulfurique chaud, le zircon est susceptible de s'hydrater dans la nature, et plusieurs variétés altérées, qui ont acquis un lustre vitreux ou graisseux, sont connues sous des noms particuliers.

Parmi les gisements caractéristiques on peut mentionner ceux de Fredriksvärn et localités semblables en Norvège, où le zircon est un constituant de la « syénite zirconnienne » en cristaux de l'habitus de la figure 651, associés avec de l'orthose, éla̋éolite, etc.; les montagnes Ilmen dans l'Oural, où il se rencontre en cristaux d'habitus prismatique dans des filons dans le granite; il est associé à l'orthose, mica, apatite, etc. On trouve du zircon incolore en petits cristaux dans les cavités drusiques des éjections trachytiques de Laach dans l'Eifel; aussi en beaux cristaux, comme la figure 651, associés avec de la titanite rose et de la chlorite dans la Pfitschthal dans le Tyrol. Les pierres précieuses fines viennent de Ceylan.

SECTION XXV

LES PHOSPHATES

GROUPE DE L'APATITE

Apatite. — Fluo-phosphate de calcium; $Ca_5F(PO_4)_3$; CaO = 55,5, P_2O_5 = 42,3, F = 3,8. Hexagonale; symétrie hexagonale équatoriale.

$a : c = 1 : 0{,}7346$.

$m = \{10\bar{1}0\}$, $C = \{0001\}$, $x = \{10\bar{1}1\}$, $s = \{11\bar{2}1\}$, $\mu = \{21\bar{3}1\}$.

$Cx = (0001) : (10\bar{1}1) = 40° 18'$, $Cs = (0001) : (11\bar{2}1) = 55° 45'$,
$xx = (10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 37° 44'$.
$m\mu = (10\bar{1}0) : (21\bar{3}1) = 30° 20'$, $ms = (10\bar{1}0) : (11\bar{2}1) = 44° 17'$,
$mx = (10\bar{1}0) : (01\bar{1}1) = 71° 8'$.

Clivage *m*, C imparfait. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 5, G = 3,2. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente; $\omega = 1{,}646$. Biréfringence faible, négative; $\omega - \varepsilon = 0{,}004$. Fusible avec difficulté (5). Décomp osée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Saint-Gothard**.

L'**Apatite** est un minéral très répandu, qui a une importance scientifique et commerciale considérable. Il a été distingué de la tourmaline,

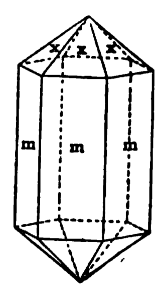


Fig. 653. — Apatite, *m* $\{10\bar{1}0\}$, *x* $\{1011\}$.

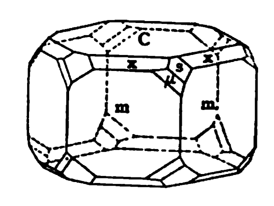


Fig. 654. — Apatite, *m* $\{10\bar{1}0\}$, C $\{0001\}$, *x* $\{10\bar{1}1\}$, *s* $\{11\bar{2}1\}$, μ $\{21\bar{3}1\}$.

de la fluorine et du chrysolite (minéraux avec lesquels on l'avait antérieurement confondu) par Werner en 1775 et Klaproth a trouvé qu'il se compose de phosphate de chaux; le nom est dérivé de ἀπατάω, je trompe.

La présence essentielle de Cl et F dans l'apatite a été pour la première fois établie par Rose en 1827.

On trouve de grands cristaux opaques d'apatite dans les calcaires métamorphiques ; ceux du Canada ont quelquefois plus de un pied de long. De pareils cristaux peuvent être de diverses nuances de bleu, vert, jaune et brun, et ce sont généralement des combinaisons simples du prisme et de la pyramide (fig. 653) avec ou sans le plan basal ; elles sont souvent doublement terminées.

Des cristaux plus petits mais plus parfaits se rencontrent dans les druses de schistes cristallins et, avec d'autres minéraux fluorifères, dans les filons stannifères dans les granites. Les cristaux les plus parfaits sont les petits prismes limpides du Saint-Gothard, qui montrent la symétrie hexagonale du minéral (fig. 654). Ici les arêtes entre *m* et C sont remplacées par une série de pyramides et chaque sommet peut porter une face de la forme *s* ; mais en outre de celles-ci, on trouve généralement une ou plusieurs faces, telles que μ, dans la zone *msx*, située entre *m* et *s*. Ces faces, bien qu'aux deux extrémités du cristal sont situées d'un côté seulement de l'arête du prisme. Elles diffèrent en ceci des faces trapézoédrales du quartz, qui se trouvent aux côtés opposés de l'arête du prisme et aux extrémités supérieures et inférieures du cristal (fig. 192, p. 87).

Les mâcles de l'apatite sont à peu près inconnues ; on a établi que quelques cristaux holosymétriques en apparence sont en réalité des mâcles supplémentaires.

La symétrie hexagonale équatoriale est aussi rendue claire par la corrosion à l'acide chlorhydrique (fig. 273, p. 133).

L'apatite ordinaire se distingue du béryl par sa dureté moindre et par son clivage.

L'apatite en cristaux microscopiques est un constituent très répandu des roches ignées de toutes sortes ; ceux-ci sont généralement de longs prismes hexagonaux ou des aiguilles, qui ont été un des premiers minéraux à cristalliser ; ils peuvent se reconnaître au clivage imparfait C, à leur faible biréfringence, à leur indice de réfraction assez élevé.

Quelques apatites sont biaxes, avec un petit angle axial, mais cette particularité n'est pas aussi marquée que dans les autres membres du groupe de l'apatite ; elle peut quelquefois être due à des intermélanges isomorphes avec eux.

Au point de vue chimique, on peut distinguer deux sortes d'apatite : l'apatite à fluor et l'apatite à chlore ; la première correspond à la formule donnée ci-dessus, tandis que dans quelques variétés le fluor est

entièrement remplacé par du chlore ; il y a aussi des variétés intermédiaires contenant à la fois du chlore et du fluor, et qu'on doit regarder comme des mélanges isomorphes des deux. Parmi les composés purs, l'apatite fluorée est plus commune que l'apatite chlorée ; quelques variétés contiennent de petites proportions d'eau dues au remplacement de Cl et F par HO. D'autre part, plusieurs analyses donnent un déficit en Cl ou F, et l'on a supposé en conséquence que dans celles-ci le chlore et le fluor ont été remplacés par de l'oxygène. Exprimée comme un orthophosphate, la formule de l'apatite est Ca_4 (CaF) $(PO_4)_3$, et, dans ce



Fig. 655. — Apatite (altérée) de Norvège.

cas, le composé oxygéné correspondant serait Ca_8 (Ca_2O) $(PO_4)_6$. On rencontre en Norvège des apatites chlorées presque pures, qui y constituent des lits dans le calcaire métamorphique.

On exploite l'apatite massive sur une large échelle à Odegarden en Norvège, où elle se rencontre en veines composées d'apatite, horneblende, enstatite, mica noir dans un gabbro qui est riche en scapolite près de ces veines. Le minéral est l'apatite chlorée. L'apatite est exploitée sur une grande échelle pour engrais, mais les matériaux qu'on extrait pour cet objet sont principalement les variétés massives, concrétionnaires ou terreuses, qui se rencontrent en énormes quantités dans plusieurs parties du monde. Ce sont des dépôts amorphes blancs ou de couleur pâle, totalement différents en apparence de l'apatite cristallisée. Le phosphate massif impur est souvent connu sous le nom de « phosphorite ». Beaucoup de ces phosphates commerciaux sont d'origine organique ; on supposait antérieurement que les nodules de phosphate qui se rencontrent dans le grès vert de Cambridge et autres endroits, étaient des excréments de mammifères éteints ; mais bien que probablement d'origine organique, ce sont habituellement des concré-

tions nodulaires dues à la concentration de matière phosphatique disséminée auparavant à travers le sable. Un phosphate de chaux d'origine organique plus récente est le « guano » qu'on trouve en vastes dépôts au Chili, au Pérou, en Afrique, etc.

Quelques localités remarquables :

Knappenwand (Untersulzbachthal). — Les plus beaux cristaux d'apatite qu'on ait encore découverts jusqu'ici ont été trouvés dans des cavités d'un schiste à épidote ou chlorite ; ils sont accompagnés de beaux cristaux noirs d'épidote, d'adulaire, et d'une asbeste capillaire vert pâle. L'apatite est limpide, d'habitus tabulaire épais, très riche en faces, et elle renferme quelquefois de l'asbeste.

Saint-Gothard. — Petits cristaux vitreux, comme la figure 654, très riches en faces brillantes, et montrant très clairement la symétrie hexagonale (par opposition avec la dihexagonale) ; ils se rencontrent dans des fentes de la roche granitique, associés avec de l'adulaire, de l'albite, de mica et du quartz.

Ehrenfriedersdorf (Saxe). — Dans les mines d'étain du granite, on rencontre de beaux cristaux violets d'apatite fluorée, dans les druses de cette roche ; ils sont accompagnés de fluorine violette, de cassitérite, de quartz, mispickel et du minéral micacé jaunâtre connu sous le nom de « gilbertite ». L'apatite est pour la plupart en combinaisons simples, pinacoïde $\{0001\}$, avec les deux prismes $\{1010\}$ et $\{1120\}$; ces prismes étant striés verticalement ; on rencontre aussi de petites faces de pyramides. L'apatite est quelquefois rubannée de diverses nuances de violet et de vert. On trouve des cristaux très semblables dans les mines d'étain du **Schlaggenwald**, en Bohême, avec cassitérite, quartz, fluorine, chalcopyrite et kaolin terreux.

Luxullian (Saint-Austell, Cornouailles). — Les carrières de granite ont quelquefois fourni des prismes bleuâtres brillants d'apatite fluorée ; ils se rencontrent dans les druses du granite blanc, qui sont tapissées d'orthose kaolinisé et de gilbertite verdâtre ; de la fluorine drusique pourpre accompagne l'apatite qui est ou bien en tables hexagonales épaisses ou en longs prismes, ces deux habitus révélant de nombreuses faces de pyramides.

Jumilla (Murcie, Espagne). — Dans les cavités d'une roche volcanique rougeâtre décomposée et associée avec de l'hématite et de la calcite, on trouve des prismes grossiers, d'un jaune verdâtre pâle, d'apatite ; ils sont souvent doublement terminés, généralement sans le pinacoïde basal (fig. 653) et montrent les faces du prisme $\{10\bar{1}0\}$ et $\{11\bar{2}0\}$.

Cette variété d'apatite est connue sous le nom de « pierre d'asperge » (allemand, spargelstein) ; elle contient à la fois du chlore et du fluor.

Burgess (Ontario, Canada). — On exploite ici et dans d'autres parties du Canada de l'apatite dans le calcaire associé avec le gneiss Laurentien ; elle est accompagnée de pyroxène, amphibole, titanite, zircon, grenat, etc. Les variétés vert bleuâtre et ternes d'apatite sont connues sous le nom de « moroxite ». On trouve à Burgess, englobés dans un calcaire rose, des prismes de cette variété, qui sont quelquefois doublement terminés (fig. 653). On trouve une moroxite verte semblable dans le calcaire d'**Arendal** (Norvège).

Le groupe de l'apatite se compose des membres suivants :

		c
Apatite	$(CaF)Ca_4(PO_4)_3$	0,735
Pyromorphite	$(PbCl)Pb_4(PO_4)_3$	0,736
Mimétite	$(PbCl)Pb_4(AsO_4)_3$	0,722
Vanadinite	$(PbCl)Pb_4(VO_4)_3$	0,712
Svabite	$(CaF)Ca_4(AsO_4)_3$	0,714

Pyromorphite. — Chloro-phosphate de plomb ; $Pb_5Cl(PO_4)_3$ ou $(PbCl)Pb_4(PO_4)_3$; $PbO = 82,3$; $P_2O_5 = 15,7$, $Cl = 2,6$. Hexagonale ; symétrie hexagonale équatoriale. $Cx = (0001) : (10\bar{1}1) = 40^\circ 22'$. Clivage *m*, *x* imparfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 3 1/2 ; G = 7. Verte. Trait blanc. Lustre résineux. Translucide ; $\omega = 1,51$. Biréfringence faible, négative ; $\omega - \varepsilon = 0,006$. Facilement fusible (1 1/2). Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux d'**Ems** (Nassau).

Mimétite. — Chloro-arséniate de plomb ; $Pb_5Cl(AsO_4)_3$ ou $(PbCl)Pb_4(AsO_4)_3$; $PbO = 74,96$, $As_2O_5 = 23,20$, $Cl = 2,39$. Hexagonale (?) ; symétrie hexagonale équatoriale. $Cx = (0001) : (10\bar{1}1) = 40^\circ 54'$. Clivage imparfait. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. D = 3 1/2 ; G = 7. Jaune. Trait blanc. Lustre résineux. Translucide. Biréfringence faible, positive ; $\varepsilon - \omega = 0,020$. Facilement fusible (1). Soluble dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Johangeorgenstadt** (Saxe).

Vanadinite. — Chloro-vanadate de plomb ; $Pb_5Cl(VO_4)_3$ ou $(PbCl)Pb_4(VO_4)_3$; $PbO = 78,7$, $V_2O_5 = 19,36$, $Cl = 2,5$, Hexagonale ; symétrie hexagonale équatoriale. $Cx = (0001) : (1011) = 39^\circ 26'$. Pas de clivage. Cassante. Fracture inégale. D = 3, G = 7. Rouge. Trait presque blanc. Lustre résineux. Translucide. Biréfringence faible, négative ; $\omega - \varepsilon = 0,010$. Facilement fusible. En partie soluble dans l'acide chlorhydrique ou l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de l'**Arizona**.

La **Pyromorphite** (πυρ, feu, μορφή, forme) a été ainsi nommée par Hausmann parce que le globule fondu au chalumeau se solidifie avec

des facettes ; ce minéral était connu comme minéral de plomb sous les noms de Grünbleierz où Braunbleierz. Klaproth a montré le premier que le minéral de Zschopau en Saxe est un phosphate.

La **mimétite** n'était pas distinguée de la pyromorphite avant les analyses de Rose et Wölher ; le nom (μιμητής, imitateur) a été donné par allusion à sa ressemblance avec la pyromorphite.

La **vanadinite** (allemand, vanadinbleierz) du Mexique a été examinée pour la première fois par Del Rio, qui trouva qu'elle contenait un nouvel élément auquel il donna le nom d'erythronium, et plus tard on avait supposé que c'était du chrome ; ce ne fut qu'en 1830 que Wöhler montra que cet élément est identique avec le vanadium, qu'il avait subséquemment découvert dans le fer de Suède.

Ces trois minéraux, avec l'apatite, constituent une série isomorphe très parfaite, chacun d'eux étant capable de s'intermélanger avec les autres ; l'isomorphisme de la vanadinite avec la pyromorphite conduisit aux recherches de Roscoe, qui prouva que l'oxyde de vanadium n'est pas VO_3 mais V_2O_5, correspondant à Pb_2O_5.

Ils se présentent tous en cristaux, qui sont habituellement une combinaison du prisme hexagonal et du plan basal, les arêtes étant quelquefois remplacées par des faces de pyramide ; la corrosion dans le cas de la pyromorphite et de la mimétite, qui donnent toutes les deux des figures semblables à celles de la figure 273, page 133, prouve que la symétrie est hexagonale et non pas dihexagonale. La vanadinite est un minéral plus riche en faces, et elle montre quelquefois $\{21\bar{3}1\}$ disposée comme μ de la figure 654, et indique ainsi la symétrie vraie du minéral, La pyromorphite et la mimétite ne sont pas des minéraux rares puisqu'on les trouve en quantités considérables dans les niveaux supérieurs de beaucoup de mines de plomb, où ils ont sans doute été dérivés de la décomposition de la galène. Ils ont une grande variété de couleurs, particulièrement diverses nuances de brun, gris, et jaune ; on dit que quelques variétés de pyromorphite de couleur orangée contiennent du chrome, mais d'autres échantillons jaunes et orangés (par exemple, ceux d'Écosse, du Cumberland et de Cornouailles) semblent dépourvus de cet élément ; quelques variétés contenant de la chaux, c'est-à-dire des mélanges isomorphes avec de l'apatite, sont brun pâle, jaunes ou presque blanches. Les intermélanges isomorphes de pyromorphite et de mimétite sont beaucoup plus communs ; les pyromorphites de Cumberland contiennent environ 9 p. 100 de As_2O_5. Par le fait ces deux minéraux sont difficiles à distinguer, excepté par des essais chimiques ; leurs noms miniers, Braunbleierz, Grünbleierz et Buntbleierz se rap-

portent indistinctement aux deux minéraux et à leurs mélanges. Ils possèdent tous deux le lustre résineux si caractéristique pour les minerais de plomb. La présence de l'arsenic est indiquée par le dépôt qu'on obtient en chauffant un fragment du minéral avec du charbon dans un tube fermé, et la quantité d'arsenic sert à distinguer les deux espèces. Les deux minéraux révèlent la présence du chlore par la couleur bleue communiquée à la flamme quand on les chauffe dans la flamme oxydante dans du sel de phosphore qui a été saturé d'oxyde de cuivre. Le globule à facette, que donne la pyromorphite et auquel son nom fait allusion, paraît être caractéristique ; les facettes ne sont pas les faces du cristal. Les essais pour arséniate et phosphate se font mieux par les méthodes ordinaires avec les dissolutions nitriques acides de ces deux minéraux.



Fig. 656. — Mimétite (campylite) du Cumberland.

La pyromorphite et la mimétite tendent toutes les deux à former des cristaux en forme de tonneau, par aggrégation et par la courbure des faces du prisme. Beaucoup d'échantillons de ces minéraux sont en aggrégats cristallins ou en formes concrétionnaires ou mamillaires. Quelques variétés de pyroporphite contenant de la chaux sont globulaires d'une manière tellement persistante qu'elles ont reçu le nom de « polysphærite ». La mimétite jaune, brune, et rouge qu'on trouve à Roughten-Gill dans le Cumberland (fig. 656) a été appelée pour cette raison campylite (de χαμπυλος, courbé) ; elle contient plus de 3 p. 100 de P_2O_5.

Un minéral blanc, à lustre résineux, qu'on trouve à Langban, en Suède, et qu'on connaît sous le nom d'**Hedyphane**, paraît être un mélange isomorphe de mimétite avec de la pyromorphite, de l'apatite et un composé analogue du baryum ; car il contient jusqu'à 8 p. 100 de BaO et des proportions variables de CaO. On a trouvé que les cristaux de ce minéral ont des angles voisins de ceux de l'apatite. Quoiqu'il soit biaxe, ce n'est pas une raison pour l'exclure de ce groupe, car les autres minéraux présentent les soi-disant anomalies optiques.

La pyromorphite est souvent biaxe ; une section basale peut être

uniaxe dans le centre et biaxe sur ses bords ; et il est possible que ceci puisse se rattacher à la tendance, signalée plus haut, qu'ont les cristaux à s'aggréger d'une manière légèrement radiale, comme dans la campylite.

La mimétite est toujours biaxe ; une section basale paraît se composer de six secteurs triangulaires, dans chacun desquels le plan des axes ($2E = 40° à 60°$) est parallèle à l'arête du prisme.

Les mélanges intermédiaires de pyromorphite et de mimétite sont biaxes et cette propriété augmente avec la proportion de mimétite présente ; elle peut par conséquent être considérée comme due à cette dernière.

La pyromorphite de Roughten Gill paraît se composer dans le milieu de pyromorphite uniaxe et sur les côtés de mimétite biaxe. Toutefois comme la mimétite pure est inconnue, le caractère biaxe peut être réellement dû à des tensions produites par un intermélange isomorphe.

Quelques-uns des plus beaux cristaux distincts de pyromorphite sont les grands prismes hexagonaux de couleur violet terne qu'on trouve à Poullaouen, en Bretagne. Comme on l'a indiqué à la page 374, ils sont quelquefois convertis en galène.

On trouvait autrefois des cristaux translucides vert pâle ou jaune tapissant des cavités dans un filon de quartz ferrugineux à Huel Alfred, près de Camborne, dans la Cornouailles.

On a trouvé la vanadinite en prismes brillants jaunes ou rouges au Mexique et dans l'Arizona ; ils portent souvent des faces de pyramides ainsi que le pinacoïde basal ; les cristaux sont quelquefois creux. Le minéral peut être identifié par la couleur, caractéristique pour le vanadium, communiquée à une perle de sel de phosphore.

Une variété appelée *endlichite*, qu'on trouve en cristaux gris brillants à Lake Valley (New-Mexico), contient 11 à 13 p. 100 de As_2O_5, et peut être regardée comme un mélange isomorphe de vanadinite et de minétite.

La **Svabite**, minéral rare, ne se trouve qu'en petits prismes incolores aux mines de manganèse de Pajsberg et de Nordmak en Suède ; elle paraît être un arséniate de calcium $(CaF) Ca_4 (AsO_4)_3$, analogue à l'apatite ; elle est de plus intéressante comme contenant à la fois Cl et (OH) remplaçant partiellement le fluor.

On connaît comme minéraux un nombre considérable de phosphates, particulièrement des composés basiques ; il ne se rangent pas pour la

plupart en groupes isomorphes. Les deux mieux définis sont les groupes de l'olivénite et de la vivianite.

GROUPE DE L'OLIVÉNITE

L'**Olivénite** est un arséniate de cuivre qu'on trouvait autrefois en abondance dans les mines de cuivre de Cornouailles, quelquefois sous forme de prismes orthorhombiques }110{, }100{, }010{, terminés par la combinaison }101{ }011{ qui ressemble dans son ensemble à une pyramide carrée ; }110{ : }1$\bar{1}$0{ = 86° 26'.

Elle se rencontre plus habituellement en agrégats fibreux de cristaux aciculaires qui présentent souvent une belle surface veloutée. Cette variété est connue sous le nom de *cuivre de bois* (allemand, holzkupfererz). Quelques échantillons sont tout à fait tendres et presque terreux. La couleur de l'olivénite varie très largement dans les lueurs du vert, brun et jaune, et le *cuivre de bois* est quelquefois presque blanc. Composition (CuOH) Cu (AsO_4), l'eau ne s'en allant qu'à haute température ; un peu de As_2O_5 est remplacé par P_2O_5.

Les composés suivants appartiennent au même groupe que l'olivénite :

Libéthénite	(CuOH) Cu (PO_4)
Adamite	(ZnOH) Zn (ASO_4)
Descloïzite	(PbOH) Pb (VO_4)

La **Libéthénite** est un minéral de mêmes formes et de même habitus que l'olivénite, seulement d'une couleur verte plus foncée, qui se rencontre en bons cristaux à Libethen en Hongrie.

L'**Adamite** se trouve en croûtes cristallines aux mines de zinc du Laurium près d'Athènes, qui ont fourni un certain nombre de minéraux de zinc intéressants. Elle varie beaucoup de couleur à cause de la présence du cuivre et du cobalt et peut être blanche, jaune, rouge, bleue ou verte.

Dans l'olivénite, la libéthénite et l'adamite, le plan des axes est (001) et l'angle des axes est d'environ 80°; de sorte qu'un axe optique est visible à travers chacune des faces du prisme }110{, et est presque perpendiculaire à la face.

La **Descloizite** se rencontre en petits cristaux lustrées, rouge foncé, presque noirs, à Lake Valley (New-Mexico) déjà cité comme la localité de l'endlichite. Le vanadium est remplacé partiellement par l'arsenic et le plomb par le zinc et le cuivre.

GROUPE DE LA VIVIANITE

La **Vivianite**, $Fe_3 (PO_4)_2 . 8H_2O$, est un minéral appartenant au système monoclinique, qui a été trouvé en beaux prismes transparents bleu indigo d'acier, par exemple dans la pyrrhotine de Saint-Agnès (Cornouailles) ; les cristaux ont un clivage extrêmement parfait parallèle au plan de symétrie (010) ; et un lustre nacré sur cette face ; le lustre est vitreux sur les autres faces. La vivianite est flexible et sectile. La bissectrice obtuse négative est perpendiculaire à la face de clivage et il y a un fort pléochroïsme. Les analyses montrent la présence de Fe_2O_3. Mais ceci et la couleur sont dus à une oxydation subséquente, car à Delaware en Pensylvanie on a trouvé des cristaux *incolores* contenant seulement FeO et non pas Fe_2O_3, et ceux-ci changent de couleur par exposition à l'air et deviennent bleus. La vivianite se trouve aussi comme minéral terreux bleu. Cette variété terreuse, qui est d'une couleur plus pâle que les cristaux, se rencontre comme produit de décomposition accompagnant des fossiles et des restes organiques ; elle donne souvent une couleur bleue au minerai de fer des marais et autres dépôts ferrifères.

Au même groupe isomorphe appartiennent les arséniates correspondants de fer et de cobalt, qu'on trouve cristallisés, et probablement aussi les arséniates correspondants du magnésium, nickel, et zinc, et le phosphate de magnésium ; mais ces derniers sont trop imparfaitement cristallisés pour qu'on puisse les mesurer.

Les arséniates de nickel et de cobalt sont des minéraux assez communs :

L'**Érythrine**, $Co_3 (AsO_4)_2 . 8H_2O$, est un beau minéral pourpre, qui se rencontre en cristaux semblables à ceux de la vivianite, avec le même clivage et la même flexibilité, et avec la bissectrice aiguë négative perpendiculaire au clivage ; mais on la trouve habituellement sous forme d'un minéral terreux, couleur fleur de pêcher, connu sous le nom de *fleurs de cobalt* (allemand, kobaltblüthe ou kobalt-beschlag), et correspondant à la vivianite terreuse.

L'**Annabergite**, $Ni_3 (AsO_4)_2 . 8H_2O$, est un minéral vert pomme qu'on trouve exclusivement sous forme de *fleurs de nickel* terreuses correspondantes (allemand, nickelblüthe).

L'érthyrine et l'annabergite sont les produits de décomposition communs des minéraux contenant du cobalt ou du nickel ; on les reconnaît facilement à leurs couleurs, qui servent comme indications certaines dès la présence de ces métaux.

Parmi les autres phosphates hydratés, les composés d'aluminium wavellite et turquoise méritent une mention.

La **wavellite**, $2(AlOH)_3 (PO_4)_2 . 9H_2O$, appartient au système orthorhombique, mais se rencontre presque toujours en aggrégats radiés donnant naissance à des formes globulaires ou botryoïdes (fig. 394, p. 295). Le minéral a été nommé d'après le Dr Wavel, qui l'a découvert tapissant des fissures dans l'ardoise près de Barnstaple dans le Devonshire. Elle est translucide et généralement blanche ou grise, mais peut aussi prendre diverses nuances de vert, jaune ou brun. C'est un des meilleurs exemples de structure radiale. La wavellite contient habituellement du fluor.

La **turquoise** ou callaïte (allemand, türkis), $Al_2(OH)_3PO_4 . H_2O$, n'est connue que comme minéral massif, comme incrustation ou en nodules réniformes. La turquoise orientale vraie, estimée en joaillerie, se trouve dans un trachyte porphyrique brécheux près de Nishapur en Perse ; avec la limonite, la turquoise bleu de ciel remplit des cavités et des crevasses dans cette brèche, ou se trouve en nodules dans la roche décomposée. Le nom de turquoise peut provenir de Turquie par le français, ou peut être une corruption du nom persan *Piruzeh*. Callaïte vient de *callais*, nom employé par Pline pour une pierre verte apportée d'au delà de l'Inde. Il est probable que la turquoise a toujours été estimée comme germe. Dans la turquoise de la plupart des localités, la couleur varie du bleu de ciel en vert pomme. On l'a trouvée dernièrement dans diverses localités dans le New-Mexico (montagnes Burroo et Jarilla) sous forme de couches et de nodules dans le trachyte. $D = 6$, $G = 2,7$.

En coupes minces la turquoise ne paraît pas être absolument amorphe comme l'opale, mais se composer de minuscules granules biréfringentes. Les variations de couleur sont probablement dues à du phosphate de fer et de cuivre.

La *turquoise orientale vraie* doit être distinguée d'une autre substance connue sous le nom de *turquoise d'os* (Zahnturkis) ou *turquoise occidentale* appelée *odontolite* et *turquoise de la nouvelle roche*. Comme le nom l'indique, elle est d'origine organique et se compose des dents ou d'os de mammifères éteints, probablement teintés par absorption de vivianite bleue. Elle a été longtemps et est encore employée comme turquoise. En coupes minces, on voit qu'elle a une structure organique et que la matière colorante suit des ouvertures minuscules. La turquoise d'os contient aussi $CaCO_3$, et fait effervescence avec les acides.

Il existe de nombreux phosphates et arséniates de cuivre, la plupart de couleur bleue ou verte, qu'on a trouvés accompagnant les minerais de cuivre dans les districts miniers de la Cornouailles et de l'Utah; beaucoup sont superbement cristallisés. Parmi ceux qui contiennent des éléments rares, on peut citer la **cupro-uranite** ou (torbernite), Cu $(UO_2)_2$ $(PO_4)_2$. $8H_2O$, qui ressemble comme composition au groupe de la vivianite. C'est un superbe minéral, qui se rencontre en plaques carrées vert émeraude vif, appartenant au système tétragonal avec un clivage basal parfait. Le composé correspondant du calcium **calco-uranite**, ou autunite, est très semblable, mais de couleur plus pâle; il est pseudo-tétragonal, et donne une figure biaxe à travers les plaques de clivage.

La **Monazite**, le phosphate rare de didymium (Ce, La, Di) PO_4, (contenant aussi du thorium) qui a maintenant une grande importance commerciale comme source de la cérite et de la thorine employées pour les manchons incandescents par le gaz se trouve en cristaux bruns de taille considérable dans le granite d'Arendal en Norvège, mais la matière commerciale est exploitée sur une grande échelle dans le Brésil et la Caroline du Nord, dans des sables qui sont riches en grains de ce minéral.

La monazite se rencontre en cristaux microscopiques dans l'apatite d'Arendal. Ils restent quand on dissout l'apatite dans l'acide nitrique, et, comme toute monazite, ils peuvent être identifiés par le spectre d'absorption de la figure 414, page 328.

SECTION XXVI

LES SULFATES

GROUPE DE LA BARYTINE

Barytine. — Sulfate de baryum; $BaSO_4$; $BaO = 65,7$, $SO_3 = 34,3$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,815 : 1 : 1,314.$$

A = $\{100\}$, C = $\{001\}$, m = $\{110\}$, d = $\{102\}$, o = $\{011\}$, y = $\{122\}$, z = $\{111\}$.
mm = $(110):(1\bar{1}0) = 78°23'$, C$d$ = $(001):(102) = 38°51'$, Co = $(001):(011 = 52°43'$.
Cz = $(001):(111) = 64°19'$, oy = $(011):(122) = 26°1'$, oz = $(011):(111) = 44°18'1/2$.

Clivage m, C, parfait. Cassante. Fracture inégale. D = 3, G = 4,5. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparente ; $\beta = 1,637$. Biréfringence forte, positive ; $\gamma - \alpha = 0,012$. Plan des axes (010) ; bissectrice aiguë perpendiculaire à (100) ; $2E = 64°$; $\rho < v$. Fusible (3) avec décrépitation. Pas décomposée par les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Dufton** (Westmorland).

La **Barytine** ou spath pesant (allemand, schwerspath) est un minéral très commun dans les filons métallifères, particulièrement dans ceux

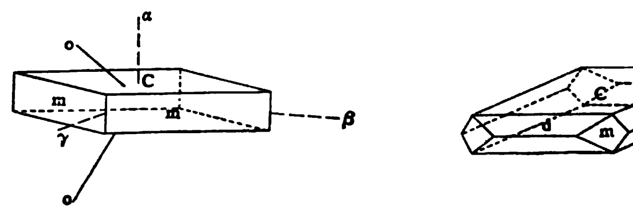


Fig. 657. — Barytine, m $\{110\}$, C $\{001\}$.

Fig. 658. — Barytine, C $\{001\}$ m $\{110\}$, d $\{102\}$, o $\{011\}$.

qui contiennent des minerais de plomb, argent et cobalt; il fait à la fois partie du remplissage et se trouve en cristaux sur les épontes. Il est remarquable que ce sulfate, qui est l'une des substances les plus difficiles à faire cristalliser dans les laboratoires, fournisse, comme minéral, les plus beaux des échantillons cristallisés.

Au point de vue commercial, il a une très grande importance comme

source des composés de baryum, et comme pigment blanc (blanc permanent); toutefois pour ce dernier objet on le mélange avec de la céruse à cause de son opacité insuffisante.

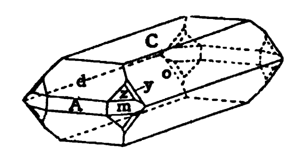


Fig. 659. — Barytine, C {001}, *d* {102}, A {100}, *o* {011}, *m* {110}, *z* {111}, *y* {122}.

La barytine se reconnait facilement à son poids et à son clivage (le nom dérive de βαρυς, pesant). La forme de clivage C*m* (fig. 657) n'est pas rare comme combinaison cristalline, par exemple à Felsobanya (fig. 660), mais la barytine est généralement allongée suivant la direction de l'axe *a*, et limitée latéralement par la forme *o*, qui est très commune. L'habitus est très variable, quelques cristaux sont allongés suivant l'axe *b*, et beaucoup sont très riches en faces, mais ils peuvent toujours être orientés correctement au moyen des clivages ; le clivage C est habituellement visible comme fentes nacrées donnant les teintes d'interférence des couches minces.

Les cristaux allongés suivant l'axe *c* sont si rares que, quand on les découvrit pour la première fois (à Betler, en Hongrie), on supposa qu'ils étaient un minéral nouveau et ils furent appelés du nom de *wolnyn*. On a trouvé des cristaux semblables en Cornouailles et en Virginie.

Dans la plupart des localités la barytine est blanche et seulement translucide, et les cristaux sont souvent tachés en brun ou en rouge par de l'oxyde de fer ; quelques-uns des cristaux transparents sont jaunes, bruns et même bleus.

La barytine commune des mines de plomb du Derbyshire et de bien d'autres localités est un aggrégat de cristaux blancs, opaques aplatis, quelque peu arrondis et arrangés en groupes parallèles. Ils ressemblent à une combinaison rhomboédrale plate. En Angleterre la barytine est généralement connue sous le nom de *cawk*. Une autre variété commune est celle en *crête de coq*, aggrégations généralement arrondies de cristaux tabulaires, comme la figure 657, avec les arêtes aiguës des prismes des cristaux surmontant la masse. La barytine massive ordinaire est une matière opaque blanche à structure en plaques, celles-ci étant souvent courbes. Toutes ces variétés, même la radiée (allemand, strahlbaryt) et la colonnaire (allemand, stangelspath) peuvent se reconnaître à leur poids et à leur clivage. Le minéral se rencontre aussi comme matière terreuse blanche. Des cristaux de withérite sont souvent transformés par altération à leur surface en barytine terreuse blanche ou en cristaux minuscules. La *pierre de Bologne*, qu'on trouve en concrétions fibreuses dans l'argile, près de Bologne, a attiré beaucoup

l'attention au commencement du XVIIe siècle, où l'on découvrit qu'en la chauffant avec du charbon elle possède la propriété de devenir lumineuse dans une chambre obscure, après avoir été exposée aux rayons du soleil. Cette propriété appartient au sulfure de baryum, dans lequel le minéral se réduit quand on le chauffe avec du charbon. Il est digne de remarque que les fissures de la pierre de Bologne sont allongées suivant l'axe vertical ; la plupart des barytines fibreuses sont allongées suivant l'axe *a*.

Quelques barytines, particulièrement les massives, possèdent des lamelles mâclées répétées parallèles à *m* et *o* ; la dernière peut s'observer sous forme de stries sur *m*, et donne quelquefois naissance à un clivage apparent parallèle à *o*. On croit que ce sont des plans de mâcles secondaires dues à des compressions, car on les observe rarement dans la barytine qui a cristallisé librement dans les filons ou les cavités.

La barytine est quelquefois terminée différemment aux deux extrémités et quelques observateurs ont conclu d'expériences pyro-électriques et de corrosion qu'elle est polaire ; mais la polarité apparente se montre à la fois le long des axes *a* et *c*, et des expériences conséquentes avec le carbonate de sodium et l'acide chlorhydrique ont donné des figures de corrosion holosymétriques.

La barytine est généralement assez pure, mais contient souvent un peu de sulfate de strontium et de sulfate de calcium, le premier provenant sans doute d'un intermélange isomorphe avec la célestine. Au chalumeau, le baryum est indiqué par la couleur verte communiquée à la flamme, et le soufre par l'essai ordinaire après fusion avec le carbonate de sodium sur du charbon.

Bien que le minéral soit insoluble dans l'eau pour les besoins ordinaires, il a évidemment été, dans beaucoup de cas, déposé par action aqueuse ; ainsi, près de Nottingham, il constitue le ciment d'un grès, et il se dépose quelquefois des eaux de mines contenant du chlorure de baryum.

Quelques localités remarquables :

Dufton (Westmorland). — On a trouve dans les mines de plomb de ce district de beaux cristaux, qui comprennent quelques-uns des plus grands qu'ont ait encore découverts. Ils sont généralement de l'habitus de la figure 658 et sont blancs, jaunes ou bruns. Quelques-uns d'entre eux qu'on a trouvés dans une boue étaient complètement terminés.

Liskeard (Cornouailles). — On trouvait autrefois dans les mines de plomb argentifère du voisinage de beaux cristaux tabulaires jaune pâle,

associés avec de la pyrite et de la fluorine. Ils ont quelquefois des faces proéminentes de }111{. On trouve des cristaux quelque peu semblables dans les mines de cuivre de Gwennap.

Egremont (Cumberland). — Les cristaux tabulaires bleu pâle de barytine sont associés avec la calcite lustrée trouvée dans l'hématite. A Frizington on a récemment trouvé des cristaux jaune brunâtre allongés suivant l'axe *a*, et quelque peu arrondis en raison du développement de faces courbes de pyramides aiguës qui coïncident presque avec *o*. Le pinacoïde basal est strié parallèlement à *m*, et *m* est strié horizontalement. Des cristaux de cet endroit peuvent contenir un noyau d'habitus différent ; par exemple le cristal extérieur peut être terminé par *m* et l'intérieur par *ma*.

Newhaven (près de Youlgreave, dans le Derbyshire). — Barytine stalactitique brun foncé, avec une structure radiée divergeant de l'axe de la stalactite. Elle présente aussi de belles marques annulaires et a été très employée pour l'ornementation.

Nutfield (Surrey). — Beaux cristaux jaune de miel doublement terminés, et d'habitus semblable à celui de la figure 659, se trouvent ici dans la terre à foulon.



Fig. 660. — Barytine avec stibine, de Felsobanya.

Felsobyana (Hongrie). — On rencontre de beaux cristaux tabulaires C*m*A*do* avec stibine, quartz, pyrite, blende, etc. Ils sont ou blancs, ou de diverses nuances de bleu et de rouge, ou bien sont quelquefois colorés en jaune par imprégnation par de l'orpiment. Ces cristaux sont quelquefois polaires en apparence suivant la direction *b*, par suite du développement de *m*, *z*, *y*, sur un côté seulement. La barytine est quelquefois pénétrée d'aiguilles de stibine, comme le montre la figure 660.

Le groupe de la barytine contient les minéraux suivants :

Barytine. .	$BaSO_4$. .	$a : b : c = 0{,}815 : 1 : 1{,}314$
Célestine. .	SrSO . .	$a : b : c = 0{,}779 : 1 : 1{,}280$
Anglésite .	PbSO . .	$a : b : c = 0{,}785 : 1 : 1{,}289$

Célestine. — Sulfate de strontium: $SrSO_4$; $SrO = 56,4$, $SO_3 = 43,6$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,779 : 1 : 1,280.$$

$$C = \{001\},\ m = \{110\},\ o = \{011\},\ d = \{102\},\ l = \{104\}.$$

$$mm = (110):(1\bar{1}0) = 75^{\circ}50',\ Cd = (001):(102) = 39^{\circ}25',\ Co = (001):(011) = 52^{\circ}0'.$$

$$Cl = (001):(104) = 22^{\circ}20'$$

Clivage C parfait; *m* bon. Cassante. Fracture inégale. D = 3; G = 3,9. Incolore. Trait blanc. Lutre vitreux. Transparente; $\beta = 1,624$. Biréfringence faible, positive; $\gamma - \alpha = 0,009$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë perpendiculaire à (100); 2E = 88° 38′. Fusible (3) avec décrépitation. Insoluble dans les acides.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Girgenti** (Sicile).

Anglésite. — Sulfate de plomb; $PbSO_4$; $PbO = 73,6$, $SO_3 = 26,4$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0,785 : 1 : 1,289.$$

$$m = \{110\},\ C = \{001\},\ o = (011),\ d = \{102\},\ y = \{122\},\ z = \{111\}.$$

$$mm = (110):(1\bar{1}0) = 76^{\circ}17',\ Cd = (001):(102) = 39^{\circ}23',\ Co = (001):(011) = 52^{\circ}12'.$$

$$yy = (122):(1\bar{2}2) = 89^{\circ}48'.$$

Clivage *m*, C beau. Cassante. Fracture conchoïdale. D = 3, G = 6,3. Incolore. Trait blanc. Lustre adamantin, comprenant le résineux. Transparente; $\beta = 1,884$. Biréfringence forte, positive; $\gamma - \alpha = 0,016$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë perpendiculaire à (100); 2H = 89° 52′; $\rho < v$. Facilement fusible (1 1/2). Soluble avec difficulté dans l'acide nitrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Monte Poni** (Sardaigne).

Ces sulfates constituent un groupe isomorphe aussi parfait que la série correspondante des carbonates, le groupe de l'aragonite; mais les sulfates sont plus simples dans leur cristallisation, étant des cristaux orthorhombiques bien développés sans pseudo-symétrie et dépourvus de mâcles. Ils se rencontrent tous en cristaux vitreux brillants d'habitus tabulaire ou prismatique; et sont facilement reconnaissables à leurs trois clivages parfaits, deux {110} comprenant un angle de 76° à 78° et perpendiculaires au troisième {001}; l'orientation de l'indicatrice est aussi la même pour les trois minéraux. La barytine contient à la fois du calcium et du strontium, mais le sulfate de calcium correspondant, l'anhydrite (voy. p. 630) peut à peine être regardé comme appartenant au même groupe en raison de sa différence de forme et de clivage.

Bien que la **célestine** (et l'anglésite) de même que la barytine, se rencontre sous une grande variété de combinaisons, les cristaux communs sont simples, la célestine est généralement allongée suivant l'axe *b*, tandis que l'anglésite peut ressembler à la barytine ou à la célestine comme habitus, ou peut être allongée suivant l'axe vertical. Les deux minéraux se rencontrent à l'occasion en cristaux pyra-

midaux aigus, formés par des brachy-pyramides }*khh*{ (144 ou 155) qui leur donnent une apparence tout à fait inaccoutumée ; des exemples en sont fournis par les grands cristaux de célestine de Yate dans le Gloucestershire et de Virginie. Depuis la découverte de pareils cristaux, on croit généralement que les pyramides aiguës de calcite granulaire, qu'on a trouvées dans diverses localités (les pseudomorphoses *en grain*

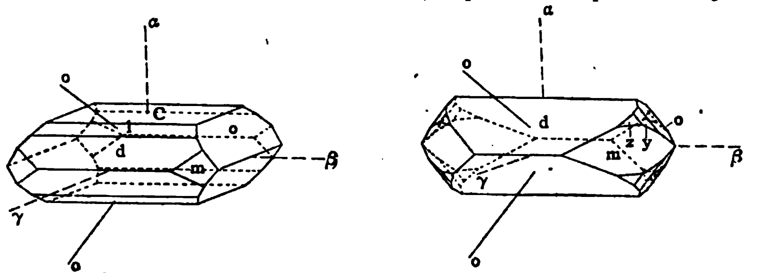


Fig. 661. — Célestine, C }001{, *o* }011{, *d* }102{, *l* }104{, *m* }110{.

Fig. 662. — Anglésite, *m* }110{, *d* }102{, *o* }011{, *z* }111{, *y* }122{.

d'orge de Saegerhausen et la *jarrowite* des Jarrow-Docks à Durham et de la Clyde) et à propos desquelles il y avait eu beaucoup de discussions, sont de la célestine ou de la gaylussite altérées.

Le nom de célestine fait allusion à la teinte bleuâtre des échantillons découverts en premier lieu (dans la Pensylvanie) ; elle est fréquente dans ce minéral, par exemple à Herrengrund, Salzburg, etc., et peut être due à une trace de phosphate de fer. La célestine se rencontre habituellement dans les calcaires ou les grès, ou associée avec le gypse et le sel de roche.

La célestine a une importance commerciale comme source des composés de strontium, qui sont largement employés pour les feux d'artifice, etc., pour produire des couleurs rouges. Dans le minéral le strontium se décèle rapidement par la coloration rouge de la flamme, particulièrement après que la masse fondue a été traitée par l'acide chlorhydrique et l'alcool.

Quelques localités remarquables.

Girgenti (Sicile). — Ici les cristaux incolores, d'habitus prismatique, par suite de la prédominance de *o*, comme dans la figure 659 de la barytine, sont situés sur du soufre ou sur des croûtes composées de rhomboèdres aigus de calcite.

Herrengrund (Hongrie). — De beaux cristeaux bleus, riches en faces, se rencontrent dans des druses dans les mines de cuivre ; ils sont souvent situés sur des pseudo-morphoses d'aragonite en calcite ;

les cristaux sont ou prismatiques comme la figure 659, de la barytine, ou des plaques rhombiques, comme la figure 657.

Lac Érié. — A l'île **Strontian**, on trouve de grands cristaux de l'habitus de la figure 661 dans le calcaire.

Yate (Gloucestershire). — On trouve dans la marne triasique des géodes de célestine tapissées de grands cristaux transparents incolores, d'habitus prismatique et tabulaire. Ils sont associés avec et quelquefois englobés dans des cristaux de gypse.

L'**anglésite** a reçu son nom de la localité où on l'a rencontrée pour la première fois, l'île d'Anglesey. Ici on a trouvé à la mine de cuivre Parys, dans une limonite terreuse brune, des petits cristaux jaunes, doublement terminés, de l'habitus de la figure 662.

Mais on a trouvé plus tard de bien plus beaux échantillons dans les mines de plomb de Monte Poni en Sardaigne, où le minéral est évidemment provenu de l'altération de la galène ; il se rencontre ici en cristaux lustrés transparents et incolores, tapissant des cavités dans une galène granulaire brillante. Les cristaux présentent une grande variété de combinaisons et d'habitus et sont difficiles à déchiffrer sans mesures des angles.

L'anglésite se rencontre habituellement dans les filons métallifères comme produit d'altération de la galène.

Deux caractéristiques communes aux minéraux de plomb distinguent l'anglésite de tous les minéraux du groupe : sa facile fusibilité et son lustre adamantin ou résineux. Le plomb se décèle facilement dans l'anglésite par la fusion sur le charbon ; ce minéral est un minéral de plomb important et se trouve à l'état massif en grandes quantités dans quelques districts miniers.

ANHYDRITE

Anhydrite. — Sulfate de calcium ; $CaO = 41{,}2$, $SO_3 = 58{,}8$. Orthorhombique.

$$a : b : c = 0{,}893 : 1 : 1{,}001.$$

$$A = \{100\},\ B = \{010\},\ C = \{001\},\ m = \{110\},\ r = \{011\}.$$

$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 83^\circ\ 33',\ rr = (011) : (0\bar{1}1) = 96^\circ\ 30.$$

Clivage A, B, C parfait. Cassante. Fracture inégale. $D = 3\ 1/2$; $G = 2{,}9$. Incolore. Trait grisâtre. Lustre vitreux à nacré. Transparente ; $\beta = 1{,}576$. Biréfringence forte, positive ; $\gamma - \alpha = 0{,}043$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë perpendiculaire à (100) ; $2E = 71^\circ\ 30'$; $\rho < v$. Fusible (3). Soluble dans l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Stassfurt** (Prusse).

L'anhydrite, ainsi appelé d'après sa composition, le sulfate de chaux, se trouve en grands dépôts massifs associés avec le gypse et le sel de roche ; elle est aussi connue sous le nom de muriacite et de karsténite. On la trouve cristallisée dans un petit nombre de localités, par exemple, à Aussee, en Styrie, en cristaux bruns d'habitus cubique A, B, C, dans un mélange d'argile, de sel de roche et gypse ; dans le sel de roche à Stassfurt ; et en cristaux bleus dans un calcaire à Berchtesgaden en Bavière. Le rapport des axes et le clivage sont tout à fait différents de ceux du groupe de la barytine, auquel on aurait pu s'attendre à la voir appartenir. Le minéral est habituellement massif, mais même alors on peut le reconnaître à son clivage. Les trois faces de clivage sont perpendiculaires aux axes de l'indicatrice, et par suite fournissent des plaques dans lesquelles on peut étudier commodément l'apparence des figures d'interférences examinées suivant la bissectrice aiguë, la bissectrice obtuse et la troisième ligne principale. Le clivage B est un peu moins facile que C, et A que B.

GYPSE

Gypse. — Sulfate hydraté de calcium ; $CaSo_4 . 2H_2O$; $CaO = 32,5$, $SO_3 = 46,6$, $H_2O = 20,9$. Monoclinique.

$$a : b : c = 0,690 : 1 : 0,412. \qquad \beta = 80^\circ 42'.$$
$$B = \{010\},\ e = \{\bar{1}03\},\ l = \{111\},\ m = \{110\},\ k = \{130\}.$$
$$Bm = (010) : (110) = 55^\circ 45',\ ll = (111) : (1\bar{1}1) = 36^\circ 12'.$$
$$mm = (110) : (1\bar{1}0) = 68^\circ 30',\ Bk = (010) : (130) = 26^\circ 5'.$$

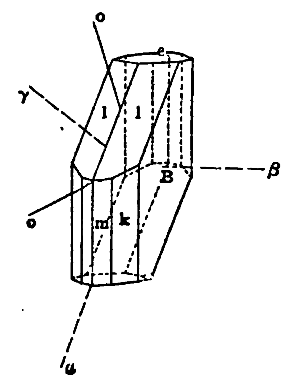
Mâclé sur (100) et aussi sur (101). Clivage B parfait; A $\{100\}$ et n $\{\bar{1}11\}$ imparfait. Sectile. Flexible. D = 2 ; G = 2,3. Incolore. Trait blanc. Lustre vitreux. Transparent ; $\beta = 1,522$. Biréfringence assez forte, positive ; $\gamma - \alpha = 0,010$. Plan des axes (010). Bissectrice aiguë inclinée de 37° 30′ sur la normale à A et de 43° 12′ sur la normale à C; 2E = 95°. Dispersion inclinée; $\rho > v$. Fusible (3). Soluble dans l'acide chlorhydrique.

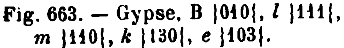
Comparer avec la description précédente les cristaux de **Bex** (Suisse).

Le **gypse** ou sélénite (italien, gesso) est un minéral d'une importance commerciale considérable comme source de plâtre de Paris, qui a reçu son nom de ce qu'on l'obtient en brûlant le gypse de Montmartre ; il sert aussi comme amendement en agriculture. Le nom est dérivé de γυψος, qui paraît avoir désigné du gypse brûlé. Le nom de sélénite est le *sélénites* de Dioscorides et de Pline, qui peut avoir été du gypse ; ce nom est maintenant employé généralement pour les variétés cristallisées.

Le gypse se rencontre en grands lits, associé avec les calcaires, argiles et marnes, et en connexion avec le sel et l'anhydrite ; les meil-

leurs cristaux sont ceux qu'on trouve dans l'argile (comme près d'Oxford) ou tapissant des druses avec du soufre (comme en Sicile). Les cristaux sont presque toujours les combinaisons simples B*ml*, comme la figure 226. Dans certaines localités, comme à Bex, il y a aussi la face *e*, qui est à peu près perpendiculaire à l'arête du prisme (fig. 663), mais cette face est généralement inégale et courbe, quelquefois concave. Les lamelles de clivage parallèles à B sont flexibles, et quand on les ploie, elles se brisent le long de ($\bar{1}01$), qui serait une face à l'arrière




Fig. 663. — Gypse. B {010}, *l* {111}, *m* {110}, *k* {130}, *e* {103}.

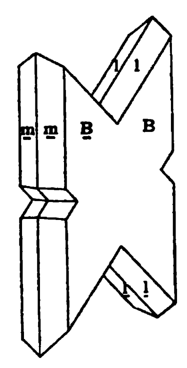


Fig. 664. — Gypse màclé sur (100).

du cristal, inclinée sur la verticale d'un angle de 66° 10′ ; mais cette fracture est fibreuse, et, si on l'examine avec attention, on voit qu'elle se compose de deux clivages imparfaits (111) ($\bar{1}11$) au dos du cristal, correspondant aux faces *l* en tête ; les plaques se brisent aussi d'une manière inégale le long du clivage imparfait (100). Le clivage (100) est dit « conchoïdal » pour le distinguer du clivage (111) ou « fibreux » ; les fentes que ces clivages déterminent sur la face B, sont inclinées les unes sur les autres de 113° 50′. Ces fentes servent à orienter une plaque de clivage quand il n'y a pas de face du cristal présente car le clivage conchoïdal est parallèle à l'axe *c*. On peut aussi produire d'autres fentes de clivage par pression.

Les plaques de clivage B peuvent s'obtenir aussi minces qu'on le désire et elles sont utiles pour produire des teintes d'interférence de divers ordres ; par exemple le rouge du premier ordre ; une pareille plaque peut être employée pour déceler la biréfringence faible dans les coupes de minéraux, qui sont presque isotropes, puisqu'elle s'élève dans l'échelle (au bleu) ou y descend (au jaune), quand on superpose la plaque sur la coupe du minéral ; elle peut aussi servir pour déterminer le signe optique (p. 209).

Le gypse est une de ces substances dont les caractères optiques varient considérablement avec les changements de température. Aux températures ordinaires, le plan des axes optiques est parallèle au plan de symétrie (fig. 663) et il y a une forte dispersion inclinée. Si l'on examine la figure d'interférence à travers une plaque taillée perpendiculairement à la bissectrice aiguë (une pareille coupe est difficile à préparer en raison du clivage) et si l'on chauffe la plaque, l'angle des axes optiques diminue graduellement, jusqu'à ce que le cristal devienne uniaxe pour la lumière bleue; un peu plus tard il devient uniaxe pour le jaune, et enfin à 116° C pour la lumière rouge; en même temps les axes optiques pour le bleu s'ouvrent dans un plan perpendiculaire au plan de symétrie (comme dans la figure 337) et sont suivis par ceux pour les autres couleurs; à 120° C, le plan des axes optiques est perpendiculaire à (010) et la dispersion n'est plus inclinée, mais horizontalement, avec $\rho < \upsilon$. Il n'est pas bon d'élever la température au delà parce que le minéral commence à abandonner de l'eau et devient altéré d'une manière permanente.

Durant ce changement, la bissectrice aiguë change aussi de position, et se meut d'environ 5° 1/2 (entre 20° C et 100° C) dans le plan de symétrie.

Le gypse est aussi un des minéraux dans lequel on peut mesurer le changement que la température produit sur les angles entre les faces par suite de la dilatation différente suivant des directions différentes. Mistscherlich l'a étudié en taillant une plaque dans un cristal mâclé, perpendiculairement au plan de mâcle, et il a trouvé qu'en chauffant une pareille plaque, les deux moitiés s'inclinent l'une sur l'autre de quelques minutes, par suite du changement entre la face artificielle et le plan de mâcle.

La mâcle sur l'ortho-pinacoïde (100) est très commune, à la fois par juxtaposition (fig. 225), p. 102, et par interpénétration (fig. 664); ici les arêtes du prisme *mm*, qui tronquerait le plan de mâcle, sont parallèles dans les deux individus. L'autre loi, plan de mâcle (101), donne naissance à des groupes très semblables, mais ici les arêtes *ll*, qui seraient tronquées par le plan de mâcle, sont parallèles; les faces *m* se distinguent facilement des faces *l*, parce qu'elles embrassent un plus grand angle.

Le mâcle sur (100) se découvre facilement, même sur les plaques de clivage, par ce fait que les fentes du clivage fibreux ne courent pas uniformément au travers du cristal, mais se rencontrent suivant un angle de 47° 50′ sur la ligne de contact.

Les cristaux de gypse sont très aptes à être courbes ou même lenticulaires (fig. 392) ; dans les mâcles ceci produit quelquefois des formes en fer de lance. Ils peuvent être colorés en gris, jaune, brun ou noir par des impuretés. Les longs cristaux de Gotha sont quelquefois tordus et courbés d'une manière fantastique.

Le gypse massif quand il a un grain fin, est connu sous le nom d'albâtre et il est employé pour l'ornementation ; ce nom est aussi appliqué aux variétés de calcite stalagmitiques blanches et rubannées, ou *marbre-onyx*, et c'était probablement la matière employée par les anciens ; elle est connue sous le nom *albâtre oriental.*

Le gypse, massif ou cristallin, se distingue facilement par la tendreté de ce dernier et des autres minéraux qui lui ressemblent ; il est facilement rayé par l'ongle alors que la calcite ne l'est pas. Le gypse fibreux forme quelquefois une superbe matière à lustre satiné ou même à opalescence nacrée ; on le connaît sous le même nom que la calcite ou l'aragonite fibreuse, *spath satiné*, et il est employé comme pierre d'ornement.

On peut produire des cristaux microscopiques avec le contour caracréristique de la figure 226 et une extinction de 37°,5 en mélangeant des solutions aqueuses très diluées d'un sulfate soluble et de chlorure de calcium, ou même par l'évaporation de l'eau de mer, qui contient du sulfate de chaux en dissolution ; mais la forme la plus usuelle de gypse obtenue par cristallisation rapide dans les réactions microchimiques est celle des paquets d'aiguilles représentés dans la figure 409.

Quelques localités remarquables :

Shotover Hill (Oxford). On trouve de grands cristaux isolés dans l'argile bleue de Kimmeridge ; ce sont à la fois des cristaux simples comme la figure 224 et des mâclés comme la figure 225, page 102 ; ou comme les figures 664 et 665 ; ils sont généralement plus ou moins opaques en raison de l'argile incluse.

Les cristaux qu'on trouve dans l'argile de Londres à l'île de **Sheppey** et autres localités sont très semblables ; ici, comme ailleurs, ils sont fréquemment associés avec de la pyrite de fer et de la marcassite, et ont probablement été produits par la décomposition de la pyrite en présence du carbonate de calcium (p. 387).

Bex (Suisse). — On trouve ici de beaux cristaux limpides dans les mines de sel ; ils ont l'habitus de la figure 663 et montrent le plan {103} courbe et terne ; ils sont souvent mâclés sur (100).

Girgenti (Sicile). — On rencontre de beaux cristaux transparents

avec le soufre et la célestine dans la marne de cette localité; ils sont habituellement mâclés sur (100) et souvent courbes; les cristaux ont quelquefois la face (100) développée. Ici, et à Bex, les cristaux mâclés portant la face ($\bar{1}03$), qui est presque exactement perpendiculaire à l'axe vertical du cristal, peuvent présenter une apparence unusuelle, cette forme coïncidant presque dans les deux individus et constituant une surface courbe unique. Le gypse de Girgenti et autres localités englobe souvent des gouttes d'eau mobiles.



Fig. 665. — Gypse mâclé sur (100).

Montmartre (Paris). — Les grands cristaux jaune miel, qu'on trouve dans les couches de gypse interstratifiées avec des marnes et des argiles, sont presque toujours lenticulaires; souvent aussi ils sont mâclés suivant (101) et la courbure de ces cristaux donne naissance aux mâcles *en queue d'hironde* qui sont particulièrement en évidence quand elles sont limitées par les faces de clivage B. On remarquera que, dans ces mâcles, le clivage conchoïdal d'un individu coïncide à peu près avec le clivage fibreux de l'autre.

La sélénite de Montmartre est bien moins flexible et bien plus cassante que celle de la plupart des localités.

On trouve beaucoup d'autres sulfates comme minéraux; parmi eux quelques-uns sont trop rares pour être considérés ici, d'autres sont solubles dans l'eau et ne se trouvent que comme dépôts massifs ou fibreux et comme incrustations dans lesquelles les caractères des minéraux peuvent à peine être étudiés. Parmi les derniers, la **chalcanthite**, (cyanose), sulfate tribasique bleu commun de cuivre $CuSo_4 . 5H_2O$, et la **mélantérite**, sulfate ferreux commun vert, $FeSO_4 . 7H_2O$, sont communs comme produits de décomposition des minerais de cuivre et de fer; la mélantérite en particulier est le résultat ordinaire de la décomposition de la marcassite et de la pyrite et il se montre sous forme d'efflorescences vert pâle ou presque incolores; il peut être reconnu à son goût astringent.

L'Epsomite (allemand, bittersalz), $MgSO_4 . 7H_2O$ n'est pas isomorphe

avec la mélantérite, mais appartient à la classe du soufre dans le système orthorhombique; comme la chalcanthite et la mélantérite, elle est quelquefois abondante dans les eaux de mines et se rencontre en croûtes botyoïdes et en efflorescences fibreuses.

Parmi les **aluns**, $R'Al(SO_4)_2 . 12H_2O$, ceux de potasse, de soude et d'ammoniaque se rencontrent dans la nature; mais ce sont aussi des dépôts purement fibreux dans les schistes et les argiles.

L'**Alunite**, ou pierre d'alun, $K(AlO_2H_2)_3(SO_4)_2 . 3H_2O$, est un minéral tout différent, insoluble dans l'eau et possédant une dureté de 4. On le trouve en dépôts blancs, impurs, massifs, dans les roches volcaniques qui ont été imprégnées de vapeurs sulfureuses. Dans le voisinage de Rome et dans la Hongrie, on le brûle pour la fabrication de l'alun; les cristaux sont rares, mais on peut quelquefois observer de petits rhomboèdres dans des cavités.

Les minéraux suivants sont peut-être des sels doubles :

Glaubérite, $Na_2SO_4 . CaSO_4$, trouvée en cristaux monocliniques bien développés à Stassfurt et autres mines de sel.

Hanksite, $9Na_2SO_4 . 2Na_2CO_3 . KCl$, trouvée en grands prismes hexagonaux et en pyramides dans les dépôts de borax de Californie.

Il y a aussi un certain nombre de sulfates basiques, la plupart hydratés, de cuivre et de fer.

CHROMATES

On pourrait s'attendre à ce que les chromates soient isomorphes avec les sulfates; on a produit artificiellement un chromate de chaux isomorphe avec le gypse. Parmi les minéraux, le seul chromate de quelque importance est la **crocoïte** (allemand, rothbleierz), le chromate de plomb $PbCrO_4$, qu'on trouve en beaux cristaux monocliniques, mais qui n'est pas isomorphe avec aucun sulfate minéral connu. La crocoïte est d'un beau rouge jacinthe (qui perd son brillant par exposition à la lumière) et à lustre adamantin ; avec un trait jaune orangé. Des cristaux d'habitus aigu se trouvent dans les veines de quartz dans le granite de Beresov, dans l'Oural, et au Brésil. On a récemment trouvé près de Dundas, en Tasmanie de longs prismes transparents avec terminaisons obliques.

La crocoïte a été employée comme peinture et possède la même composition que le jaune de chrome artificiel, qui a la couleur du trait de la crocoïte. C'est dans ce minéral que Berzelius a découvert l'élément chrome.

SECTION XXVII

LES TUNGSTATES, NIOBATES ET NITRATES

Parmi les classes de minéraux restantes, il n'y a que quelques espèces qui méritent une courte mention, parce qu'ils sont ou bien très rares (tungstates et niobates), ou bien des composés solubles qui ne se rencontrent qu'en couches de matière massive.

LES TUNGSTATES

GROUPE DE LA SCHEELITE

Schéélite	$CaWO_4$
Wulfénite	$PbMoO_4$
Stolzite	$PbWO_4$
Cuprotungstite	$CuWO_4$
Powellite	$CaMoO_4$

Schéélite. — Tungstate de calcium; $CaWO_4$; $CaO = 19,4$, $WO_3 = 80,6$. Tétragonale; symétrie équatoriale tétragonale. $a : c = 1 : 1,536$. Forme commune, bipyramides. Mâcle complémentaire. Clivage }111{ bon; }101{ imparfait. Cassante. Fracture inégale. $D = 4\ 1/2$; $G = 6$. Blanche. Trait blanc. Lustre vitreux adamantin. Translucide; $\omega = 1,919$. Biréfringence assez forte, positive; $\varepsilon - \omega = 0,016$. Fusible (5) avec difficulté. Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Zinnwald** (Bohême).

Wulfénite. — Molybdate de plomb; $PbMoO_4$; $PbO = 60,7$, $MoO_3 = 39,3$. Tétragonale. Symétrie polaire tétragonale. $a : c = 1 : 1,577$. Forme commune, tables carrées. Clivage }111{ bon. Cassante. Fracture sub-conchoïdale. $D = 3$; $G = 6,7$. Rouge. Trait blanc. Lustre adamantin résineux. Translucide; $\omega = 2,403$. Biréfringence forte, négative; $\omega - \varepsilon = 0,098$. Facilement fusible (2). Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux de **Yuma County** (Arizona).

La **Schéélite** se rencontre généralement en bipyramides carrées ressemblant à des octaèdres (fig. 131, page 66) et le caractère tétragonal

(par opposition au ditétragonal) se manifeste par les faces triangulaires qui se rencontrent sur un sommet seulement de chaque face du tétraèdre, et par des stries qui leur correspondent. On peut très facilement confondre des màcles supplémentaires avec des cristaux simples, à moins de faire attention à ces stries, qui dans les cristaux màclés se rencontrent suivant un angle sur chaque face de l'octaèdre.

La schéélite est l'un des minéraux que l'on trouve associés avec la topaze, fluorine, apatite, etc., en liaison avec les filons stannifères de certains granites.

On a trouvé dans ces conditions des cristaux de taille considérable dans la région des mines d'étain bohémiennes et saxonnes; on en a aussi rencontré d'associés avec la molybdénite, l'apatite, la gilbertite et les minerais de plomb à Carrock Fell, Cumberland, et dans la chlorite avec wolfranite à Tavistock dans le Devonshire.

L'acide tungstique a été découvert dans ce minéral par le chimiste suédois Scheele, qui lui a donné son nom; le minéral était précédemment appelé tungstène ou pierre pesante et regardé comme un minerai de fer.

La **Wulfénite** (allemand, gelbbleierz) se trouve en cristaux rouges brillants, en plaques carrées à arêtes bisautées et en pyramides très aplaties, dans l'Arizona, et en minces plaques carrées jaune pâle dans les mines de plomb de la Carinthie. La nature tétragonale de la symétrie peut quelquefois être décelée par la présence de faces de pyramides comme celle de la schéélite, mais quelquefois aussi par les faces du prisme (comme le montre la figure 666) qui est tétragonal et non pas ditétragonal.

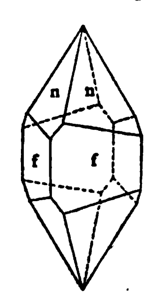


Fig. 666. — Wulfénite.

On a récemment décrit des cristaux, provenant du New-Mexico, qui sont des pyramides ressemblant à celles de la figure 666, avec cette exception qu'elles sont terminées différemment aux deux extrémités. Ce minéral est donc certainement polaire, mais il n'y a pas de preuve d'une polarité pareille dans la schéélite, ni dans la stolzite, qui se rencontre en bipyramides jaunes.

Les minéraux de ce groupe entrent dans une certaine mesure dans des mélanges isomorphes les uns avec les autres ; la schéélite contient un peu de molybdate, la wulfénite un peu de chaux. La cuprotunsgtite et la powellite sont des minéraux très rares.

WOLFRAMITE

Wolframite. — Tungstate de manganèse et de fer; $(Fe, Mn)WO_4$; $FeO = 19$ à 2, $MnO = 6$ à 22, $WO_3 = 76$. Monoclinique; holosymétrique. Clivage }010{ parfait; }100{ imparfait. Cassante. Trait noir à brun rougeâtre. Lustre métallique adamantin. Opaque. Fusible (3) en un globule magnétique. Décomposée par l'acide chlorhydrique.

Comparer avec la description précédente les cristaux du **Schlaggenwald** (Bohême).

La **Wolframite** se rencontre généralement dans les mêmes conditions que la schéélite dans les régions stannifères; elle est assez commune comme minéral noir accompagnant la cassitérite en Cornouailles et ailleurs, et elle est importante au point de vue commercial, comme source du tungstène qu'on emploie dans la fabrication de l'acier au tungstène.

On peut généralement la reconnaître à son lustre et au clivage unique parfait, qui ressemble à celui de la stibine. Elle se rapproche de très près par ses angles de la symétrie orthorhombique et l'on a longtemps supposé qu'elle appartenait à ce système; elle est quelquefois mâclée sur (100) et aussi sur (023).

La wolframite n'a pas de relation cristallographique avec le groupe de la schéélite.

On a décrit deux tungstates de fer purs : on dit que l'un (du Japon) est tétragonal et isomorphe avec la schéélite, l'autre (le $FeWO_4$ artificiel) peut être isomorphe avec la wolframite. Un tungstate de manganèse à peu près pur, et ne contenant qu'un faible pourcentage de fer, est le minéral connu sous le nom de **hübnérite**, qui a la même forme que la wolframite.

L'acide tungstique de la schéélite, stolzite et wolframite se découvre le mieux par le résidu jaune d'oxyde tungstique qui reste après ébullition dans l'eau régale; les réactions du chalumeau sont masquées par la présence du fer et du manganèse, particulièrement dans le cas de la wolframite. L'acide molybdique de la wulfénite peut se déceler par la couleur permanente d'un bleu intense qu'on obtient en ajoutant du zinc métallique, après avoir humecté d'eau le résidu du traitement par l'acide chlorhydrique et l'évaporation; la coloration que donne la wolframite passe quand on dilue.

LES NIOBATES ET TANTALATES

C'est un groupe rare de minéraux, dont beaucoup se trouvent dans les roches granitiques de la Suède; ils ont principalement un intérêt chi-

mique, comme sources d'éléments rares, tels que l'yttrium, erbium, cérium, thorium, lanthane et didyme ; ce sont pour la plupart des minéraux noirs opaques, imparfaitement cristallisés et difficiles à distinguer.

Le mieux cristallisé et le plus répandu de la série est la **columbite**, niobate de fer et de manganèse (Fe,Mn) Nb_2O_6, dans lequel une proportion variable d'acide niobique est remplacée par de l'acide tantalique. Il se rencontre en cristaux noirs opaques et lustrés, à éclat submétallique, appartenant au système orthorhombique. Le poids spécifique de tous ces minéraux est élevé ; celui de la columbite est d'environ 5,5.

C'est dans la columbite qu'on a découvert le niobium pour la première fois.

On trouve des cristaux brillants de columbite dans la cryolite de l'ouest du Groenland ; et parmi les localités déjà mentionnées pour d'autres minéraux, on peut ajouter Bodenmais en Bavière, où la columbite se rencontre dans le granite avec la magnétite et la cordiérite, et le granite des monts Ilmen en Sibérie.

LES NITRATES

Ils ont une importance commerciale immense et se rencontrent en grands dépôts dans les districts secs du Chili ; mais comme ils sont solubles dans l'eau, on les trouve presque exclusivement en dépôts massifs ou fibreux ou sous forme d'incrustations. Les deux seuls nitrates importants sont :

Nitre (salpêtre, salitre ; allemand, kalisalpeter) KNO_3.

Nitratine (chilisaltpetre, caliche ; allemand natronsalpeter), $NaNO_3$.

Le nitre se trouve dans l'Inde sous forme de dépôts blanc de surface, et dans beaucoup de parties du monde comme efflorescence ou croûte cristalline mélangée avec les sols poreux.

Au Chili, la nitratine est associée avec le gypse et le sel ; le caliche ou nitrate impur, est quelquefois d'une couleur jaune brillant ou violet.

On a signalé à la page 284 la relation cristallographique entre le nitrate de sodium et le carbonate de calcium ; les cristaux du premier sont à peu près inconnus dans la nature. La nitratine et le nitre sont probablement tous les deux dans une large mesure d'origine organique.







Ch Beranger, Edit. Paris.　　Imp. Monrocq. Paris.



Ch. Béranger, Édit_Paris. Imp. Monrocq _ Paris.

TABLEAUX

REVUE GÉNÉRALE DU ROYAUME MINÉRAL

La liste suivante contient les minéraux les plus importants et les mieux connus, avec beaucoup d'autres qui, bien que très rares, sont insérés ici parce qu'ils représentent des classes ou des groupes importants.

Dans chaque classe, les minéraux sont rangés comme il suit :

1. Sels contenant des éléments monovalents . . . . Sels de R'
2. — — divalents (quelquefois avec des éléments monovalents). . . . . Sels de R''
3. — — trivalents (quelquefois avec éléments monovalents et divalents) . . . . . . Sels de R'''
4. Minéraux mélangés, c'est-à-dire sels doubles, etc.

Un groupe minéral est placé dans la division à laquelle ses membres les plus simples peuvent être rapportés, mais on doit se rappeler que dans un groupe, un ou plusieurs atomes peuvent être remplacés par un égal nombre d'atomes ayant des valences différentes, pourvu que la valence totale soit la même. Ainsi le groupe du pyroxène est $R''_2\,(SiO_3)_2$, si l'on prend comme type ses membres les plus simples, tels que l'enstatite, $Mg_2\,(SiO_3)_2$; par conséquent il appartient à la seconde des divisions ci-dessus. Mais le groupe peut aussi contenir des nombres du type $R'R'''\,(SiO_3)_2$, comme le spodumène, $LiAl\,(SiO_3)_2$; considérés en eux-mêmes, ceux-ci devraient appartenir à la division 3 ; mais ils ne peuvent pas être séparés du groupe du pyroxène, et ce groupe, dans son ensemble, est classé d'après son type le plus simple.

De même dans chaque groupe, les formules citées sont les plus simples possibles, mais on doit se rappeler que les analyses représentent rarement une composition aussi simple, puisqu'un quelconque des remplacements de substitution cités plus haut (OH pour F, Mg'' pour Ca'', Fe''' pour Al''', etc.), peut se produire. De plus, il peut y avoir des mélanges isomorphes entre les différents membres du groupe : quand ils sont suffisamment bien définis pour recevoir des noms spéciaux, ils sont incorporés dans le groupe. Il faut se rappeler aussi que, dans les silicates, Al peut souvent appartenir en partie au radical acide, et en partie au radical basique, H au radical acide ou à l'eau de cristallisation ; ce sont là des difficultés, qui, dans l'état actuel de nos connaissances, ne nous permettent pas de constituer une classification satisfaisante des minéraux.

LISTE DES PRINCIPAUX MINÉRAUX

Classe I. — ÉLÉMENTS

Métaux.

Groupe du cuivre.	Or.	Au
	Argent	Ag
	Mercure	Hg
	Amalgame	(Ag, Hg)
	Cuivre	Cu
	Plomb	Pb

Métaux (*Suite*).

Groupe du platine.	Fer	Fe
	Platine	Pt
	Iridosmine	(Ir, Os)
Groupe de l'arsenic.	Arsenic	As
	Allemontite	(Sb, As)
	Antimoine	Sb
	Bismuth	Bi

Métalloïdes.

	Soufre	S
	Diamant	C
	Graphite	C

Classe II. — HALOIDES

Haloïdes de R'.

Groupe du sel.	Sel	NaCl
	Sylvite	KCl
	Sel ammoniac	NH_4Cl
	Cérargyrite	AgCl
	Iodobromite	Ag (Cl, Br, I)
	Bromyrite	AgI
	Calomel	HgCl
	Iodyrite	AgI
	Marshite	CuI

Haloïdes de R''.

Fluorine	CaF_2
Sellaite	MgF_2
Cotunite	$PbCl_2$
Bischofite	$MgCl_2 . 6H_2O$
Carnallite	$KCl . MgCl_2 . 6H_2O$

Haloïdes de R'''.

Tysonite	$(Ce, La, Di)F_3$
Fluellite	$AlF_3 . H_2O$
Cryolite	$3NaF . AlF_3$
Chiolite	$5NaF . 3AlF_3$
Érythrosidérite	$2KCl . FeCl_3 . H_2O$
Pachnolite	$NaF . CaF_2 . AlF_3 . H_2O$
Thomsenolite	$NaF . CaF_2 . AlF_3 . H_2O$
Ralstonite	$2nAF . MgF_2 . 6Al(F, OH)_3 . 4H_2O$
Prosopite	$CaF_2 . 2Al(F, OH)_3$

Oxychlorures, etc.

Penfieldite	$2PbCl_2 . PbO$
Matlockite	$PbCl_2 . PbO$
Mendipite	$PbCl_2 . 2PbO$
Schwartzembergite	$Pb(I, Cl)_2 . 2PbO$
Laurionite	$PbCl_2 . Pb(OH)_2$
Atacamite	$CuCl_2 . 3Cu(OH)_2$
Percylite	$PbCuCl_2(OH)_2$
Boléite	$3PbCuCl_2(OH)_2 . AgCl$

Classe III. — SULFURES, ARSÉNIURES, Etc.

Sulfures de R'.

Groupe de l'acanthite.	Acanthite	Ag_2S
	Stroméyerite	$(Cu,Ag)_2S$
	Chalcosine	Cu_2S

Sulfures de R' (*Suite*).

Groupe de l'argentite.	Argentite	Ag_2S
	Hessite	Ag_2Te
	Petzite	$(Ag,Au)Te$

Sulfures de R''.

Groupe de la galène.	Galène	PbS
	Altaïte	$PbTe$
	Clausthalite	$PbSe$
Groupe de la blende.	Blende	ZnS
	Métacinabrite	HgS
	Tiémannite	$HgSe$
	Pentlandite	$(Fe, Ni)S$
	Alabandite	MnS
Groupe de la wurtzite.	Wurtzite	ZnS
	Greenockite	CdS
	Millérite	NiS
	Niccolite	$NiAs$
	Breithauptite	$NiSb$
Groupe du cinabre.	Cinabre	HgS
	Covelline	CuS
Groupe de la pyrite.	Pyrite	FeS_2
	Hauerite	MnS_2
	Smaltine	$CoAS_2$
	Cholanthite	$NiAs_2$
	Cobaltite	$CoAsS$
	Gersdorffite	$NiAsS$
	Ullmanite	$NiSbS$
	Sperrylite	$PtAs_2$
	Laurite	RuS_2
Groupe de la marcassite.	Marcassite	FeS_2
	Löllingite	$FeAs_2$
	Mispickel	$FeAsS$
	Glaucodote	$(Co, Fe)AsS$
	Safflorite	$CoAs_2$
	Rammelsbergite	$NiAs_2$

Sulfures de R'''.

	Réalgar	AsS
Groupe de la stibine.	Orpiment	AS_2S_3
	Stibine	Sb_2S_3
	Bismuthite	Bi_2S_3
	Guanajuatite	Bi_2Se_3

Sulfures mélangés.

Dyscrasite	Ag_3Sb
Nagyagite	$(Pb, Au)_{10}Sb_3(S, Te)_{24}$
Sylvanite	$AuAgTe_4$
Polydymite	Ni_4S_5
Skutterudite	$CoAs_3$
Molybdénite	MoS_2
Tétradymite	Bi_2Te_2S
Calavérite	$AuTe_2$

Classe IV. — SULFO-SELS

Ferro-sulfures.

Pyrrhotine	$Fe_{11}S_{12}$
Erubescite	$2Cu_2S . Fe_2S_3$
Linnaéite	$CoS . Co_2S_3$
Cubanite	$CuS . Fe_2S_3$

Ferro-sulfures, etc. (*Suite*).

	Chalcopyrite	$Cu_2S . Fe_2S_3$
	Stannite	$Cu_2S . FeSnS_3$
	Sternbergite	$Ag_2S . Fe_4S_5$

Sulfo-stannates et sulfo-germanates.

	Argyrodite	$4Ag_2S . GeS_2$
	Canfieldite	$4Ag_2S . (Sn, Ge)S_2$
	Cylindrite	$6PbS . 6SnS_2 . Sb_2S_3$
	Frankéite	$5PbS . 2SnS_2 . Sb_2S_3$

Sulfo-antimoniures, sulfo-arséniures et sulfo-bismuthures.

Groupe de la polybasite.	Polybasite	$9Ag_2S . Sb_2S_3$
	Pearcéite	$9Ag_2S . As_2S_3$
Groupe de la stéphanite.	Stéphanite	$5Ag_2S . Sb_2S_3$
	Géocronite	$5PbS . Sb_2S_3$
Groupe de la tétraédrite.	Tétraédrite	$3Cu_2S . Sb_2S_3$
	Tennantite	$3Cu_2S . As_2S_3$
Groupe de la ménenghinite.	Ménenghinite	$4PbS . Sb_2S_3$
	Jordanite	$4PbS . As_2S$
Groupe de la pyrargyrite.	Pyrargyrite	$3Ag_2S . Sb_2S_3$
	Proustite	$3Ag_2S . As_2S_3$
Groupe de la pyrostilpnite.	Pyrostilpnite	$3Ag_2S . Sb_2S_3$
	Xanthoconite	$3Ag_2S . As_2S_3$
Groupe de la bournonite.	Bournonite	$5PbS . Cu_2S . Sb_2S_3$
	Aikinite	$2PbS . Cu_2S . Bi_2S_3$
	Boulangérite	$5PbS . 2Sb_2S_3$
	Freislebénite	$5(Ag_2,Pb)S . 2Sb_2S_3$
	Diaphorite	$5(Ag_2,Pb)S . 2Sb_2S_3$
Groupe de la jamesonite.	Jamesonite	$2PbS . Sb_2S_3$
	Dufrenoysite	$2PbS . As_2S_3$
	Plagionite	$5PbS . 4Sb_2S_3$
Groupe de la zinckénite.	Zinckénite	$PbS . Sb_2S_3$
	Scléroclase	$PbS . As_2S_3$
	Emplectite	$Cu_2S . Bi_2S_3$
	Andorite	$2PbS . Ag_2S . 3Sb_2S_3$
	Wolfsbergite	$Cu_2S . Sb_2S_3$
Groupe de la miargyrite.	Miargyrite	$Ag_2S . Sb_2S_3$
	Lorandite	$Tl_2S . As_2S_3$

Sulfo-arséniures, etc.

Groupe de la famatinite.	Famatinite	$3Cu_2S . Sb_2S_3$
	Énargite	$3Cu_2S . As_2S_3$

Oxysulfures.

	Voltzite	Zn_5S_4O
	Kermésite	Sb_2S_2O

CLASSE V. — OXYDES

Oxydes de R′.

	Glace	H_2O
	Cuprite	Cu_2O

Oxydes de R″.

	Périclase	MgO
	Zincite	ZnO
	Mélaconite	CuO
Groupe de la brucite.	Brucite	$MgO . H_2O$
	Pyrochroïte	$MnO . H_2O$

Oxydes de R'''.

Groupe du corindon.	Corindon	Al_2O_3
	Hématite	Fe_2O_3
Groupe de la sénarmontite.	Sénarmontite	Sb_2O_3
	Arsénolite	As_2O_3
	Valentinite	Sb_2O_3
	Claudétite	As_2O_3
Groupe de la gœthite.	Gœthite	$Fe_2O_3 . H_2O$
	Diaspore	$Al_2O_3 . H_2O$
	Manganite	$Mn_2O_3 . H_2O$
	Limonite	$2Fe_2O_3 . 3H_2O$
	Xanthosidérite	$Fe_2O_3 . 2H_2O$
	Bauxite	$Al_2O_3 . 2H_2O$
	Gibbsite	$Al_2O_3 . 3H_2O$
	Sassolite	$B_2O_3 . 3H_2O$

Oxydes de R^{IV}.

	Tellurite	TeO_2
Groupe de la cassitérite.	Cassitérite	SnO_2
	Polianite	MnO_2
	Rutile	TiO_2
	Plattnérite	PbO_2
	Anatase	TiO_2
	Brookite	TiO_2
	Pyrolusite	MnO_2
	Baddeleyite	ZrO_2
	Quartz	SiO_2
	Tridymite	SiO_2
	Chalcédoine	SiO_2
	Opale	$SiO_2 . xH_2O$
	Mélanophlogite	$SiO_2 . xH_2O . ySO_3$

Classe VI. — MANGANITES

Hausmannite	$2MnO . MnO_2$
Braunite	$MnO . MnO_2$
Psilomélane	$xMnO . yBaO . zMnO_2 . H_2O$
Chalcophanite	$(Mn,Zn)O . 2MnO_2 . 2H_2O$
Bixbyite	$FeO . MnO_2$

Classe VII. — ALUMINATES

Groupe du spinel.	Spinel	$MgAl_2O_4$
	Hercynite	$FeAl_2O_4$
	Gahnite	$ZnAl_2O_4$
	Jacobsite	$(Mn,Mg)(Fe, Mn)_2O_4$
	Franklinite	$(Fe,Zn,Mn)(Fe, Mn)_2O_4$
	Magnétite	$FeFe_2O_4$
	Magnésio-ferrite	$MgFe_2O_4$
	Chromite	$FeCr_2O_4$
	Chrysobéryl	$BeAl_2O_4$

Classe VIII. — BORATES

Borates de R'.

Larderellite	$(NH_4)B_8O_{13} . 4H_2O$
Borax	$Na_2B_4O_7 . 10H_2O$

Borates de R″.

	Pinnoïte	$MgB_2O_4 . 3H_2O$
	Colemanite	$Ca_2B_6O_{11} . 5H_2O$
	Sussexite	$H(Mn, Mg, Zn)BO_3$
	Hambergite	$Be_2(OH)BO_3$
	Ulexite	$NaCaB_5O_9 . 8H_2O$

Borates de R‴.

	Jeremejevite	$AlBO_3$
	Rhodizite	$KAl_2B_3O_8$

Borates divers.

	Pinakiolite	$Mg_3(BO_3)_2 . Mn_2MnO_4$
	Ludwigite	$Mg_3(BO_3)_2 . Fe_2FeO_4$
	Nordenskioldine	$CaSnB_2O_6$
	Boracite	$Mg_7Cl_2B_{16}O_{30}$
	Sulfoborite	$4HMgBO_3 . 3MgSO_4 . 7H_2O$
	Heintzite	$KMg_2B_{11}O_{19} . 7H_2O$

Classe IX. — CARBONATES

Carbonates de R′.

	Teschémachérite	$H(NH_4)CO_3$
	Thermonatrite	$Na_2CO_3 . H_2O$
	Tronan	$HNa_3(CO_3)_2 . 2H_2O$
	Natron	$Na_2CO_3 . 10H_2O$

Carbonates de R″.

Groupe de la calcite.	Calcite	$CaCO_3$
	Dolomie	$CaCO_3 . MgCO_3$
	Magnésite	$MgCO_3$
	Ankérite	$Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$
	Mésitite	$Mg_2Fe(CO_3)_3$
	Sidérose	$FeCO_3$
	Rhodochrosite	$MnCO_3$
	Sphérocobaltite	$CoCO_3$
	Calamine	$ZnCO_3$
Groupe de l'aragonite.	Aragonite	$CaCO_3$
	Bromlite	$(Ca, Ba)CO_3$
	Withérite	$BaCO_3$
	Strontianite	$SrCO_3$
	Cérusite	$PbCO_3$
	Barytocalcite	$CaCO_3 . BaCO_3$
	Malachite	$(CuOH)_2 . CO_3$
	Chessylite	$Cu(CuOH)_2CO_3$
	Aurichalcite	$2(Zn, Cu)CO_3 . 3(Zn, Cu)(OH)_2$
	Pirrsonite	$CaCO_3 . Na_2CO_3 . 2H_2O$
	Gaylussite	$Na_2CO_3 . CaCO_3 . 5H_2O$

Carbonates de R‴.

	Lanthanite	$La_2(CO_3)_3 . 9H_2O$
	Dawsonite	$NaAl(OH)_2CO_3$

Carbonates divers.

	Bastnäsite	$(Ce, La, Di)FCO_3$
Groupe de la parisite.	Parisite	$(CeF)_2Ca(CO_3)_3$
	Cordulite	$(CeF)_2Ba(CO_3)_3$
	Phosgenite	$(PbCl)_2CO_3$
	Northupite	$MgCO_3 . Na_2CO_3 . NaCl$

CLASSE X. — SILICATES ET TITANATES

Silicates de R''.

Groupe	Minéral	Formule
Groupe de la phénacite.	Phénacite	Be_2SiO_4
	Dioptase	H_2CuSiO_4
	Willémite	Zn_2SiO_4
	Trimérite	$MnBeSiO_4$
	Monticellite	$CaMgSiO_4$
Groupe de l'olivine.	Forstérite	Mg_2SiO_4
	Olivine	$(Mg, Fe)_2SiO_4$
	Fayalite	Fe_2SiO_4
	Knébélite	$(Fe, Mn)_2SiO_4$
	Rœppérite	$(Fe, Mn, Zn)_2SiO_4$
	Téphroïte	Mn_2SiO_4
Groupe de la chondrodite.	Chondrodite	$Mg_3(MgF)_2(SiO_4)_2$
	Humite	$Mg_5(MgF)_2(SiO_4)_3$
	Clinohumite	$Mg_7(MgF)_2(SiO_4)_4$
Groupe du pyroxène.	Enstatite	$MgSiO_3$
	Hypersthène	$(Mg.Fe)SiO_3$
	Diopside	$MgCa(SiO_3)_2$
	Hedenbergite	$FeCa(SiO_3)_2$
	Augite	$CaMg(SiO_3)_2$ $MgAlSiO_6$
	Jeffersonite	$(Ca, Mn)(Mg, Fe, Zn)(SiO_3)_2$
	Schefférite	$(Ca, Mn)(Mg, Fe)(SiO_3)_2$
	Acmite	$NaFe'''(SiO_3)_2$
	Spodumène	$LiAl(SiO_3)_2$
	Jadéite	$NaAl(SiO_3)_2$
	Wollastonite	$CaSiO_3$
	Pectolite	$HNACa_2(SiO_3)_3$
	Rhodonite	$MnSiO_3$
	Babingtonite	$Ca_2Fe(SiO_3)_3$ $Fe_2(SiO_3)_3$
Groupe de l'amphibole.	Anthophyllite	$MgSiO_3$
	Trémolite	$CaMg_3(SiO_3)_4$
	Actinote	$Ca(Mg, Fe)_3(SiO_3)_4$
	Horneblende	$Ca(Mg, Fe)_3(SiO_3)_4$ $CaMg_2Al_2(SiO_4)_3$
	Glaucophane	$NaAl(SiO_3)_2 . MgSiO_3$
	Riebeckite	$NaFe'''(SiO_3)_2 . FeSiO_3$
	Ænigmatite	$Na_4Fe_9AlFe'''(Si, Ti)_{12}O_{38}$
Groupe de l'ilménite.	Ilménite	$FeTiO_3$
	Geikiélite	$MgTiO_3$
	Pyrophanite	$MnTiO_3$
	Perovskite	$CaTiO_3$
	Titanite	$CaTiSiO_5$
	Keilhauite	$CaTiSiO_5$ $(Al, Fe, Y)_2SiO_5$
	Kentrolite	$Pb_2Mn_4Si_3O_{15}$
	Mélanotékite	$Pb_3Fe'''_4Si_3O_{15}$
	Barysilite	$Pb_3Si_2O_7$
	Hémimorphite	$(ZnOH)_2SiO_3$
	Clinohédrite	$(ZnOH)(CaOH)SiO_3$
	Chrysocolle	$CuSiO_3 . 2H_2O$
	Talc	$H_2Mg_3(SiO_3)_4$
	Serpentine	$H_4Mg_3Si_2O_9$
	Bertrandite	$H_2Be_4Si_2O_9$
	Bementite	$2MnSiO_3 . H_2O$

Silicates de R″ (*Suite*).

	Inésite	$2(Mn,Ca)SiO_3 . H_2O$
	Deweylite	$H_4Mg_2Ni_2(SiO_4)_3 . 4H_2O$
	Gyrolite	$H_2Ca_2(SiO_3)_3 . H_2O$
	Okénite	$H_2Ca(SiO_3)_2 . H_2O$
	Apophyllite	$(H, K)_2Ca(SiO_3)_2 . H_2O$
	Leucophane	$NaCaBeF(SiO_3)_2$
	Eudidymite	$HNaBeSi_3O_8$
	Epididymite	$HNaBeSi_3O_8$

Silicates de R‴.

	Topaze	$(AlF)_2SiO_4$
	Andalousite	$Al(AlO)SiO_4$
	Disthène	$AlO)_2SiO_3$
	Sillimanite	Al_2SiO_5
	Kaolinite	$H_4Al_2Si_2O_9$
	Pyrophyllite	$H_2Al_2(SiO_3)_4$
	Allophane	$Al_2SiO_5 . 5H_2O$
	Dumortiérite	$Al_8Si_3O_{18}$
	Zunyite	$Al_8(OH, F, Cl)_{12}(SiO_4)_3$
	Eulytite	$Bi_4(SiO_4)_3$
	Agricolite	$Bi_4(SiO_4)_3$
	Pseudobroockite	$Fe'''_4(TiO_4)_3$
	Kaliophilite	$KAlSiO_4$
	Leucite	$LiAl(SiO_3)_2$
	Pétalite	$LiAl(Si_2O_5)_2$
	Pollucite	$H_2CS_4Al_4(SiO_3)_9$
	Néphéline	$K_2Na_6Al_8Si_9O_{34}$
Groupe de la sodalite.	Sodalite	$Na_4(AlCl)Al_2(SiO_4)_3$
	Haüyne	$Na_2Ca(NaSO_4Al)Al_2(SiO_4)_3$
	Noséane	$Na_4(NaSO_4Al)Al_2(SiO_4)_3$
	Lazulite	$Na_4(NaSO_4Al)Al_2(SiO_4)_3$
	Cerite	$H_6Ce_4Si_3O_{15}$
Groupe du feldspath.	Orthose	$KAlSi_3O_8$
	Hyalophane	$2KAlSi_3O_8 . BaAl_2Si_2O_8$
	Anorthose	$(Na.K)AlSi_3O_8$
	Microcline	$KAlSi_3O_8$
	Albite	$NaAlSi_3O_8 = Ab$
	Oligoclase	Ab_3An_1
	Andésine	Ab_1An_1
	Labrador	Ab_1An_3
	Anorthite	$CaAl_2Si_2O_8 = An$
Groupe du mica.	Muscovite	$H_2KAl_3(SiO_4)_3$
	Paragonite	$H_2NaAl_3(SiO_4)_3$
	Phlogopite	$(K, H, MgF)_3Mg_3Al(SiO_4)_3$
	Biotite	$(K, H)_2(Mg, Fe)_2(Al, Fe)_2(SiO_4)_3$
	Zinnwaldite	$(K, Li)_3Fe(AlF_2)Al_2(Si_3O_8)(SiO_4)_2$
	Lépidolite	$K_4Li_4(AlF_2)_3Al_4(Si_3O_8)(SiO_4)_3$
	Tourmaline	$(Na_6,Mg_3.Al_2)_3(Al, Fe)_6(BOH)_4Si_8O_{38}$
Groupe de la scapolite.	Méionite	$Ca_4Al_6Si_6O_{25}$
	Scapolite	$Ca_4Al_6Si_6O_{25}$ / $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$
	Marialite	$Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$
	Sarcolite	$Na_2Ca_8Al_6(SiO_4)_9$
Groupe de la mélilite.	Mélilite	$Na_2Ca_{11}Al_4(SiO_4)_9$
	Gehlénite	$Ca_3Al_2Si_2O_{10}$

Zéolites	Groupe de la heulandite.	Heulandite	$H_4CaAl_2(SiO_3)_6 . 3H_2O$
		Brewstérite	$H_4(Sr,Ba,Ca)Al_2(SiO_3)_6.3H_2O$
		Epistilbite	$H_4CaAl_2(SiO_3)_6 . 3H_2O$

Silicates de R‴ (*Suite*).

Zéolites — Groupe de la stilbite.	Wellsite	$(Ba, Ca, K_2)Al_2Si_3O_{10} . 3H_2O$
	Phillipsite	$K_2CaAl_2(SiO_3)_4 . 4H_2O$
	Harmotome	$(K_2,Ba)Al_2Si_5O_{15} . 5H_2O$
	Stilbite	$(Na_2,Ca)Al_2Si_6O_{16} . 6H_2O$
Zéolites	Gismondine	$CaAl_2(SiO_3)_4 . 4H_2O$
	Laumontite	$H_4CaAl_2Si_4O_{14} . 2H_2O$
Zéolites — Groupe de la chabasie.	Chabasie	$CaAl_2(SiO_3)_4 . 6H_2O$
	Gmélinite	$Na_2Al_2(SiO_3)_4 . 6H_2O$
Zéolites	Analcime	$NaAl(SiO_3)_2 . H_2O$
Zéolites — Groupe de la natrolite.	Natrolite	$Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O$
	Mésolite	$Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O$ $CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$
	Scolécite	$CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$
	Édingtonite	$BaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$
	Thomsonite	$2(Na_2, Ca)Al_2(SiO_4)_2 . 5H_2O$
	Milarite	$HKCa_2Al_2(Si_2O_5)_6$
Groupe de l'épidote.	Épidote	$Ca_2Al_2(AlOH)(SiO_4)_3$ $Ca_2Fe_2(FeOH)SiO_4)_3$
	Zoïsite	$Ca_2Al_2(AlOH)(SiO_4)_3$
	Allanite	$(Ca, Fe)_2(Al, Ce, Fe)_2(AlOH)(SiO_4)_3$
	Clinozoïte	$Ca_2Al_2(AlHO)(SiO_4)_3$
	Prehnite	$H_2Ca_2Al_2(SiO_4)_3$
	Lawsonite	$H_4CaAl_2Si_2O_{10}$
	Carpholite	$H_4MnAl_2Si_2O_{10}$
	Euclase	$HBeAlSiO_5$
	Axinite	$H(Ca, Fe)_3Al_2B(SiO_4)_4$
	Momilite	$(Ca, Fe)_2B_2Si_2O_{10}$
	Datolite	$CaB_2(SiO_4)_2$
	Vésuvianite	$H_2Ca_6(Al,Fe)_3Si_5O_{18}$
	Ilvaïte	$CaFe_2(FeOH)(SiO_4)_2$
	Staurolite	$Fe(AlO)_4(AlOH)(SiO_4)_2$
	Margarite	$H_2CaAl_4Si_2O_{12}$
	Chloritoïde	$H_2(Fe, Mg)Al_2SiO_7$
	Clinochlore	$H_8(Mg, Fe)_5Al_2Si_3O_{18}$
	Pennine	$H_8(Mg, Fe)_5Al_2Si_3O_{18}$
	Clintonite	$H_8(Mg, Ca)_5Al_5Si_2O_{18}$
	Cronstedtite	$H_8Fe''_4Fe'''_4Si_3O_{18}$
	Guarinite	$Na_2Ca_4(Al, Ce)_5Si_5O_{22}$
	Beryl	$Be_3Al_2(SiO_3)_6$
	Cordiérite	$(Mg, Fe)_4Al_4Si_5O_{18}$
	Danburite	$CaB_2(SiO_4)_2$
	Gadolinite	$Be_2Fe(YO)_2(SiO_4)_2$
Groupe du grenat.	Grossulaire	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
	Pyrope	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
	Spessartine	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
	Almandine	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
	Ouwarowite	$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$
	Andradite	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$
	Kornérupine	$MgAl_2SiO_6$
	Saphirine	$Mg_5Al_{12}Si_2O_{27}$

Silicates de R^iv.

Groupe du zircon.	Zircon	$ZrSiO_4$
	Thorine	$ThSiO_4$
	Eudialyte	$Na_4(Ca, Fe)_3Zr(SiO_3)_7$
	Astrophyllite	$(Na, K)_4(Fe, Mn)_4Ti(SiO_4)_4$
	Catapléiite	$H_4Na_2ZrSi_3O_{11}$
	Neptunite	$(Na, K)_2(Fe, Mn)Ti(SiO_3)_4$

Silicates divers.

Groupe de la helvine.	Helvine	$(Mn, Fe)_2(Mn_2S)Be_3(SiO_4)_3$
	Danalite	$(Zn, Fe)_2(Fe_2S)Be_3(SiO_4)_3$
	Cancrinite	$H_6Na_6Ca(NaCO_3)_2Al_6(SiO_4)_9$
	Thaumasite	$CaSiO_3 . CaCO_3 . CaSO_4 . 15H_2O$
	Pyrosmalite	$H_7(MnCl)(Fe, Mn)_4(SiO_4)_4$
	Friedélite	$H_7(MnCl)Mn_4(SiO_4)_4$
	Langbanite	$37Mn_3SiO_7 . 10Fe_3Sb_2O_8$
	Dysanalite	$6(Ca, Fe)TiO_3 . (Ca, Fe)Nb_2O_6$

Classe XI. — NITRATES

Nitratine	$NaNO_3$
Nitre	KNO_3
Darapskite	$NaNO_3 . Na_2SO_4 . H_2O$
Gerhardite	$Cu_2(OH)_3NO_3$

Classe XII. — PHOSPHATES, ARSÉNIATES, Etc.

Phosphates de R'.		
	Stercorite	$H(NH_4)NaPO_4 . 4H_2O$
Phosphates de R''.		
	Brandtite	$Ca_2Mn(AsO_4)_2$
	Fairfieldite	$Ca_2Mn(PO_4)_2$
	Hureaulite	$H_2Mn_5(PO_4)_4 . 4H_2O$
	Haidingérite	$HCaAsO_4 . H_2O$
Groupe de la pharmacolite.	Pharmacolite	$HCaAsO_4 . 2H_2O$
	Brushite	$HCaPO_4 . 2H_2O$
	Newberyite	$HMgPO_4 . 3H_2O$
	Berzéliite	$(Ca, Mg, Mn)_3(AsO_4)_2$
	Roselite	$(Ca, Co)_3(AsO_4)_2 . 2H_2O$
Groupe de la vivianite.	Vivianite	$Fe_3(PO_4)_2 . 8H_2O$
	Symplésite	$Fe_3(AsO_4)_2 . 8H_2O$
	Érythrite	$Co_3(AsO_4)_2 . 8H_2O$
	Annabergite	$Ni_3(AsO_4)_2 . 8H_2O$
Groupe de l'olivénite.	Libethénite	$Cu_2(OH)PO_4$
	Olivénite	$Cu_2(OH)AsO_4$
	Adamite	$Zn_2(OH)AsO_4$
	Descloïzite	$(Pb, Zn)_2(OH)VO_4$
	Herdérite	$CaBe(F, OH)PO_4$
Groupe de la wagnérite.	Wagnérite	$Mg(MgF)PO_4$
	Triplite	$(Fe, Mn)(MnF)PO_4$
	Triploïdite	$(Mn, Fe)(MnOH)PO_4$
	Sarcinite	$Mn(MnOH)AsO_4$
	Adelite	$Ca(MgOH)AsO_4$
	Tilasite	$Ca(MgF)AsO_4$
	Clinoclase	$(CuOH)_3AsO_4$
Groupe de l'apatite.	Apatite	$Ca_4(CaF)(PO_4)_3$
	Svabite	$Ca_4Ca(F, OH)(AsO_4)_3$
	Pyromorphite	$Pb_4(PbCl)(PO_4)_3$
	Mimétite	$Pb_4(PbCl)(AsO_4)_3$
	Vanadinite	$Pb_4(PbCl)(VO_4)_3$
	Allactite	$Mn_7(OH)_8(AsO_4)_2$
	Euchroïte	$Cu(CuOH)AsO_4 . 3H_2O$
	Cornwallite	$Cu(CuOH)_4(AsO_4)_2 . 2H_2O$
	Tyrolite	$Cu(CuOH)_4(AsO_4)_2 . 7H_2O$

Phosphates de R'' (*Suite*).

Dahllite	$4Ca_3(PO_4)_2 . 2CaCO_3 . H_2O$
Beryllonite	$NaBePO_4$
Struvite	$(NH_4)MgPO_4 . 6H_2O$

Phosphates de R'''.

	Puchérite	$BiVO_4$
	Xénotime	YPO_4
	Monazite	$(Ce, La, Di)PO_4$
	Rhabdophane	$(La, Di, Y)PO_4 . H_2O$
	Churchite	$CePO_4 . 4H_2O$
	Scorodite	$Fe'''AsO_4 . 3H_2O$
	Strengite	$Fe'''PO_4 . 2H_2O$
	Variscite	$AlPO_4 . 2H_2O$
	Augélite	$Al_2(OH)_3PO_4$
	Dufrénite	$Fe'''_2(OH)_3PO_4$
	Turquoise	$Al_2(OH)_4HPO_4$
	Wavelléite	$2Al_3(OH)_3(PO_4)_2 . 9H_2O$
	Cacoxénite	$2Fe'''_2(OH)_3PO_4 . 9H_2O$
	Pharmacosidérite	$2Fe'''AsO_4 . Fe'''(OK)_3 . 5H_2O$
	Ludlamite	$Fe''_7(OH)_2(PO_4)_4 . 8H_2O$
	Mixite	$Cu_{20}Bi(OH)_8(AsO_4)_5 . 7H_2O$
	Évansite	$Al_3(OH)_6PO_4 . 6H_2O$
	Amblygonite	$Li(AlF)PO_4$
	Durangite	$Na(AlF)AsO_4$
Groupe de la triphyllite.	Triphyllite	$Li(Fe, Mn)PO_4$
	Lithiophyllite	$Li(Fe, Mn)PO_4$
	Natrophyllite	$NaMnPO_4$
	Lazulite	$(Fe, Mg)Al_2(OH)(PO_4)$
	Arsénio-sidérite	$Ca_3Fe'''_4(OH)_3(AsO_4)_3$
	Synadelphite	$Mn_8Al_2(OH)_{10}(AsO_4)_2$
	Hæmatoline	$Mn_4Al(OH)_8AsO_4$
	Flinkite	$Mn''_2Mn'''(OH)_4AsO_4$
	Hamlinite	$Al_3Sr(OH)_7P_2O_7$
	Florencite	$CeAl_3(OH)_6(PO_4)_2$
	Liroconite	$Cu_9Al_4(OH)_{15}(AsO_4)_5 . 20H_2O$
Groupe de la childrenite.	Childrénite	$Fe''Al(OH)_2PO_4 . 2H_2O$
	Éosphorite	$MnAl(OH)_2PO_4 . 2H_2O$
	Chalcosidérite	$CuFe'''_2(Fe'''O)_4(PO_4)_4 . 8H_2O$
Groupe de la torbernite.	Torbernite	$Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 . 8H_2O$
	Zeunérite	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 . 8H_2O$
	Uranocircite	$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 . 8H_2O$
	Autunite	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 . 8H_2O$
	Walpurgite	$Bi_{10}(UO_2)_3(OH)_{24}(AsO_4)_4$

Phosphates divers.

Lüneburgite	$H_2Mg_4(BO_2)_2(PO_4)_2 . 7H_2O$
Beudantite	$3PbSO_4 . 2FePO_4 . 6Fe(OH)_3$
Chalcophyllite	Arséniate hydraté et sulfate de Cu.

Antimoniates.

Roméite	$CaSb_2O_4$
Atopite	$Ca_2Sb_2O_7$
Tripuhyite	$Fe_2Sb_2O_7$
Mauzeliite	$4(Ca, Pb)O . 2Sb_2O_5 . TiO_2 . F$
Lewisite	$5CaO . 3Sb_2O_5 . 2TiO_2$
Derbylite	$Fe''Sb_2O_6 . 3Fe'''TiO_2$
Nadorite	$(PbCl)SbO_2$

Classe XIII. — NIOBATES, TANTALATES, Etc.

Microlite	$Ca_2Ta_2O_7$
Columbite	$(Fe, Mn)Nb_2O_6$
Tantalite	$FeTa_2O_6$
Tapiolite	$Fe(Nb, Ta)_2O_6$
Samarskite	$(Fe, Ca, YO_2)_3(Y, Er, Ce)_2(Nb, Ta)_6O_{21}$
Æschynite	$(Ce, La, Er)_2Nb_4O_{12}$. $(Ce, La, Er)_2(Ti, Th)_5O_{12}$
Fergusonite	$(Y, Re, Ce)(Nb, Ta)O_4$
Koppite	Niobates et titanates de Ce. Y, Er, etc.
Plycrase	
Euxénite	
Pyrochlore	

Classe XIV. — SULFATES

Sulfates de R′.

Misénite	$HKSO_4$
Mascagnite	$(NH_4)_2SO_4$
Thénardite	Na_2SO_4
Aphthitalite	$(K,Na)_2SO_4$
Mirabilite	$Na_2SO_4 . 10H_2O$

Sulfates de R″.

Groupe de la barytine.

Barytine	$BaSO_4$
Célestine	$SrSO_4$
Anglésite	$PbSO_4$
Anhydrite	$CaSO_4$
Kiesérite	$MgSO_4 . H_2O$
Gypse	$CaSO_4 . 2H_2O$
Chalcanthite	$CuSO_4 . 5H_2O$
Epsomite	$MgSO_4 . 7H_2O$
Goslarite	$ZnSO_4 . 7H_2O$
Mélantérite	$FeSO_4 . 7H_2O$
Bieberite	$CoSO_4 . 7H_2O$
Brochantite	$Cu_4(OH)_6SO_4$
Calédonite	$(Pb, Cu)_2(OH)_2SO_4$
Linarite	$PbCu(OH)_2SO_4$
Lanarkite	$(Pb_2O)SO_4$
Langite	$Cu_4(OH)_6SO_4 . H_2O$
Leadhillite	$PbSO_4 . 2PbCO_3 . Pb(OH)_2$
Glauberite	$Na_2Ca(SO_4)_2$
Langbéinite	$K_2Mg_2(S_4O)_3$
Syngénite	$K_2Ca(SO_4)_2 . H_2O$
Blödite	$Na_2Mg(SO_4)_2 . 4H_2O$
Picromérite	$K_2Mg(SO_4)_2 . 6H_2O$
Polyhalite	$K_2CaMg(SO_4)_4 . 2H_2O$

Sulfates de R‴.

Alunogène	$Al_2(SO_4)_3 . 18H_2O$
Coquimbite	$Fe_2(SO_4)_3 . 9H_2O$
Aluminite	$(AlO)_2SO_4 . 9H_2O$
Carphosidérite	$Fe'''(Fe'''O)_5(SO_4)_4 . 10H_2O$
Amarantite	$Fe'''(Fe'''O)(SO_4)_2 . 7H_2O$
Utahite	$3(Fe'''O)_2SO_4 . 4H_2O$
Copiapite	$Fe'''_2(Fe'''O)(SO_4)_5 . 18H_2O$
Castanite	$Fe'''(Fe'''O)(SO_4)_2 . 8H_2O$

Sulfates de R‴ (*Suite*).

Alumiane.	$Al(AlO)(SO_4)_2$
Ferronatrite.	$Na_3Fe'''(SO_4)_3 . 3H_2O$
Alunite	$K(AlO_2H_2)_3(SO_4)_2 . 3H_2O$
Jarosite	$K(Fe'''O_2H_2)(SO_4)_2 . 3H_2O$
Sidéronatrite	$Na_4Fe'''_2S_4O_{17} . 7H_2O$
Kalinite.	$KAl(SO_4)_2 . 12H_2O$
Tschermigite	$(NH_4)Al(SO_4)_2 . 12H_2O$
Pickeringite.	$MgAl_2(SO_4)_4 . 22H_2O$
Halotrichite	$Fe''Al_2(SO_4)_4 . 24H_2O$
Romérite	$Fe''Fe'''_2(SO_4)_4 . 12H_2O$
Botryogène	$Mg(Fe'''OH)(SO_4)_2 . 7H_2O$

Sulfates divers.

Spangolite	$(AlCl)Cu_6(OH)_{12}SO_4 . 3H_2O$
Connellite.	$Cu_{15}(Cl, OH)_4SO_{10} . 15H_2O$
Caracolite.	$Na_2SO_4 . Pb(OH)Cl$
Kaïnite.	$MgSO_4 . KCl . 3H_2O$
Sulphohalite	$2Na_2SO_4 . NaCl . NaF$
Hanksite	$9Na_2SO_4 . 2Na_2CO_3 . KCl$
Johannite.	Sulfate d'urane.

Classe XV. — TELLURATES, Etc.

Montanite.	$Bi_2(OH)_4TeO_6$
Chalcoménite. . . .	$CuSeO_3 . 2H_2O$

Classe XVI. — CHROMATES

Crocoïte	$PbCrO_4$
Phœnicrocoïte. . . .	$Pb(Pb_2O)(CrO_4)_2$
Vauquelinite	$2(Pb, Cu)CrO_4 . (Pb . Cu)_3(PO_4)_2$

Classe XVII. — MOLYBDATES, TUNGSTATES, Etc.

Groupe de la schéélite.	Wulfénite.	$PbMoO_4$
	Powellite.	$Ca(Mo. W)O_4$
	Stolzite.	$PbWO_4$
	Cuprotungstite . . .	$CuWO_4$
	Schéélite	$CaWO_4$
	Hübnérite.	$MnWO_4$
	Raspite.	$PbWO_4$
	Wolframite	$(Fe,Mn)WO_4$

Classe XVIII. — URANATES

Uraninite.	Uranate de plomb.

TABLEAUX DE RÉACTIONS

TABLEAU A

Couleur communiquée à la flamme.

1. Jaune.	Sodium.	Donnée même par des traces minuscules.
2. Jaune rougeâtre. . . .	Calcium.	Pas facilement obtenue dans beaucoup de minéraux.
3. Violet pâle	Potassium.	Facilement masquée par le sodium, à moins qu'on ne l'observe à travers un verre bleu.
4. Pourpre.	Lithium.	Donnée par peu de minéraux en dehors de la lépidolite, spodumène, pétalite et tourmaline.
5. Carmin	Strontium.	(Les silicates ne la donnent pas). Donnée par peu de minéraux en dehors de la célestine et de la strontianite.
6. Vert émeraude	Cuivre.	Bleue, si le minéral est humecté avec de l'acide chlorhydrique.
7. Vert bleuâtre.	Phosphore.	(Phosphates). Particulièrement si le minéral est humecté d'acide sulfurique.
8. Vert jaunâtre.	Bore.	(Borates et borosilicates). Le minéral doit être mélangé avec de la fluorine et du bisulfate de potassium. Une couleur quelque peu semblable est donnée par le carbonate et sulfate de baryum et par l'oxyde et le sulfure de molybdène.

TABLEAU B

Sublimés dans le tube fermé.

1. Eau ; donné par tous les sels hydratés et par ceux qui contiennent l'hydroxyle; quelquefois acide.
2. Globules liquides métalliques de mercure : donnés par la plupart des minéraux contenant du mercure, si on les a préalablement mélangés avec du carbonate de sodium.
3. Gouttes jaunes de soufre ; données par les sulfures d'arsenic et de mercure, et à un degré moindre par quelques-uns des autres sulfures.
4. Miroir métallique d'arsenic ; donné par l'arsenic et beaucoup d'arséniures. arsénio-sulfures, etc. : quand on brise le fond du tube et qu'on chauffe le miroir, il se redépose sous forme de sublimé blanc de As_2O_3 et l'on sent une odeur d'ail.
5. Sublimé rougeâtre d'oxy-sulfure d'antimoine ; donné par le sulfure d'antimoine et beaucoup de sulfoantimoniures.
6. Sublimé jaune et rouge de sulfure d'arsenic ; donné par les sulfures d'arsenic et beaucoup de sulfoarséniures.
7. Noir (passant au rouge quand on le frotte), sublimé de sulfure de mercure ; donné par les minéraux contenant du soufre et du mercure.
8. Globules blancs (ou incolores) d'oxyde de tellure ; donné par beaucoup des minéraux qui contiennent du tellure.

TABLEAU C

Sublimés dans le tube ouvert.

1. Cristallin blanc (octaèdres). As_2O_3: donné par l'arsenic, les sulfures d'arsenic, les arséniures, les arséniosulfures et sulfoarsénites.
2. Oxydes blancs amorphes infusibles d'antimoine ; donné par la plupart des minéraux contenant de l'antimoine ; souvent accompagné de l'oxyde blanc cristallin volatil d'antimoine.
3. Oxyde métallique blanc ou grisâtre d'oxyde de tellure ; qui peut se fondre en gouttes claires ; donné par la plupart des minéraux qui contiennent du tellure (tellurures).
4. Oxyde blanc cristallin volatil d'oxyde de sélénium ; donné par beaucoup de minéraux contenant du sélénium (séléniures) ; souvent accompagné de sélénium métallique.
5. Oxyde brun (passant au jaune quand il est froid) fusible de Bismuth ; donné par la plupart des minéraux contenant du bismuth (sulfo-bismuthures).
6. Réseau cristallin jaune pâle (passant au blanc quand il est froid) d'oxyde de molybdène ; donné par l'oxyde et le sulfure de molybdène.

TABLEAU D

Vapeurs dans le tube ouvert.

1. Des fumées acides à odeur sulfureuse pénétrante indiquent un sulfure.
2. Des fumées blanches avec forte odeur d'ail indiquent l'arsenic.
3. Des fumées denses blanches indiquent l'antimoine.
4. Des fumées ayant une forte odeur de moutarde indiquent le sélénium (séléniures).

TABLEAU E

Incrustations sur le charbon.

1. Blanches, éloignées de l'essai, facilement volatilisées, donnant une odeur d'ail, indiquent l'arsenic (arséniates, arséniures, etc.).
2. Blanches, près de l'essai, volatiles, antimoine, (antimoniures et sulfoantimoniures). Le plomb donne quelquefois une incrustation semblable.
3. Jaunes à chaud, blanches à froid ; non volatilisées. Zinc ; humectées avec du nitrate de cobalt et chauffées, elles deviennent vertes.
4. Jaune faille à chaud, blanches à froid ; non volatilisées. Étain (données par peu de minéraux en dehors de la cassitérite et de la stannite). Humectées avec du nitrate de cobalt et chauffées, elles deviennent vert bleuâtre.
5. Jaunes ; disparaissent dans la flamme réductrice. Plomb.
6. Jaune foncé, plus claires à froid ; disparaissent dans la flamme réductrice. Bismuth (sulfo-bismuthures).
7. Brun rougeâtre, volatiles. Cadmium (données par peu de minéraux en dehors de la greenockite).
8. Rouges. Argent ; en présence du plomb et de l'antimoine.
9. Des incrustations blanchâtres sont aussi données par Se, Tl, Te, Mo, etc.

TABLEAU F

Globules métalliques sur le charbon.

1. Cassant. Antimoine.
2. Brillant et malléable. Étain.
3. Malléable, facilement fusible ; laisse une trace sur le papier. Plomb.
4. Cassant et fusible. Bismuth.
5. Blanc et malléable. Argent.
6. Rouge de cuivre. Cuivre.
7. Jaune. Or.

TABLEAU G

Couleur de la perle de borax.

FLAMME OXYDANTE	FLAMME RÉDUCTRICE	INDIQUE
1. Bleue.	Bleue.	Cobalt.
2. Vert à chaud, bleue à froid.	Incolore ; rouge opaque avec beaucoup de la substance.	Cuivre.
3. Jaune orangé à jaune.	Verte.	Chrome.
4. Rouge brunâtre à chaud, jaune à froid.	Verte à froid.	Fer, aussi (plus pâle). Uranium.
5. Violette à chaud, brune à froid.	Grisâtre, opaque.	Nickel.
6. Jaunâtre à chaud, incolore à froid.	Incolore ou grise.	Bismuth.
7. Améthyste.	A peu près incolore.	Manganèse.
8. Jaune à chaud, verdâtre à froid.	Brunâtre à chaud, verte à froid.	Vanadium.
9. Jaune à chaud, incolore à froid.	Brun jaunâtre.	Titane.
10. Incolore.	Brune.	Molybdène.
11. Incolore.	Jaune à brune.	Tungstène.
12. Rose.	Rose.	Didyme.
13. Jaune.	Incolore.	Cérium.

TABLEAU H

Couleur de la perle du sel de phosphore.

FLAMME OXYDANTE	FLAMME RÉDUCTRICE	INDIQUE
1. Rouge à jaune.	Rouge à jaune.	Nickel.
2. Verdâtre.	Verte.	Molybdène.
3. Jaune à verte.	Verte.	Urane.
4. Incolore.	Jaune, violette à froid.	Titane.
5. Incolore.	Brune.	Niobium.
6. Jaune à incolore.	Bleue.	Tungstène.
7. Verte.	Verte.	Chrome.

8. Le sel de phosphore est particulièrement utile pour découvrir les silicates qui sont tous décomposés par lui ; les oxydes métalliques se dissolvent, tandis que la silice reste sous forme d'un nuage insoluble, observable particulièrement quand la perle est chaude.

TABLEAU K

Couleur du résidu chauffé avec le nitrate de cobalt.

1. Rouge	indique	Magnésium (le résidu est incandescent pendant l'ignition).
—	—	Baryum (rouge à chaud).
—	—	Tantale (rouge à froid).
2. Vert	—	Zinc (excepté le silicate)
—	—	Titane (jaunâtre).
—	—	Étain (bleuâtre).
3. Violet	—	Zirconium.
4. Bleu	—	Aluminium (et aussi silicium).

Les seules réactions sur lesquelles on puisse compter sont celles du zinc et de l'aluminium.

TABLEAUX DES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

TABLEAU I

Minéraux rangés suivant leur indice de réfraction moyen dans la lumière de Na.

(*Les noms en italique ne sont pas mentionnés dans le tableau des pages* 641 *à* 653).

1,31 Glace.
1,35 Wulfénite.
— Cryolite.
1,38 Sellaite.
1,43 Fluorine.
1,45 Nitre.
— Opale.
— Epsomite.
1,46 Kalinite.
— Kieserite.
— Noséane.
— Sassolite.
— Nitratine.
— Borax.
1,47 Gmélinite.
— Heinzite.
— Fluellite.
— Thénardite.
— Mélantérite.
— Picromérite.
— Kainite.
— Aluminite.
— Carnalite.
— *Hopéite.*
— Goslarite.
— *Baussilgaultite.*
1,48 Tridymite.
— *Faujasite.*
— *Glasérite.*
— Phillipsite.
— Natrolite.
— *Morenosite.*
— Sodalite.
1,49 Thaumasite.
— Analcime.
— Sylvine.
— Allophane.
— *Cyanochroite.*
— *Lowéite.*
— Amphitalite.
1,50 Stilbite.
— Scolécite.
— Haüyne.
— Blödite.
— Chabasie.
— *Levyne.*
— *Ulexite.*
1,50 Heulandite.
— *Nesquehonite.*
— Struvite.
— Prosopite.
1,51 Trona.
— Leucite.
— Thomsonite.
— Harmotome.
— Pétalite.
— Epistilbite.
— Pyromorphite.
— Brewstérite.
— Northupite.
1,52 Cancrinite.
— *Davyne.*
— Newbéryte.
— *Hautfeuillite.*
— Gaylussite.
— Laumontite.
— *Mellite.*
— Orthose.
— Pellucite.
1,53 Microcline.
— Anorthose.
— Gypse.
— Pirssonite.
— *Fischérite.*
— *Hydromagnésite.*
— Albite.
— Langbeinite.
— Chalcanthite.
— Withérite.
— Apophyllite.
1,54 Néphéline.
— Gismondite.
— Hyalophane.
— Sulfoborite.
— Oligoclase.
— Kaolinite.
— Cordiérite.
— Sel.
1,55 *Johnstrupite.*
— Serpentine.
— Eudidymite.
— Quartz.
— Singénite.
— Calcédoine.
1,55 Andésine.
— Polyhalite.
— *Dipyre.*
— Coquimbite.
— *Mizzonite.*
1,56 Béryllonite.
— Labrador.
— Pinnoite.
— Talc.
1,57 Epidymite.
— Bertrandite.
— Brucite.
— Parisite.
— Calcite.
— Wagnérite.
— *Fibroferrite.*
— *Bastite.*
— Marialite.
— Bauxite.
— *Pandermite.*
— Alunite.
1,58 Pennine.
— Meionite.
— Augélite.
— Anorthite.
— Scapolite.
— Pyrophyllite.
— Cacoxénite.
— *Corundophilite.*
— Muscovite.
— Ferronatrite.
1,59 Béryl.
— Anhydrite.
— Colemanite.
— Leucophane.
— Clinochlore.
— Pharmacolite.
— Biotite.
— Zinnwaldite.
— Sussexite.
— *Garniérite.*
— Amblygonite.
— Vivianite.
— Dolomie.
— Hambergite.
1,60 Lépidolite.
— Paragonite.

1,60 Humite.
— *Méliphane.*
1,61 Eudialyte.
— Phlogopite.
— Torbenite.
— *Pitticite.*
— *Gummite.*
— *Glauconie.*
— Turquoise.
— Pectolite.
1,62 Herdérite.
— Topaze.
— Trémolite.
— *Eucolite.*
— Uranocircite.
— Autunite.
— Hémimorphite.
— Chondrodite.
— Célestine.
— Lazulite.
1,63 Carpholite.
— Tourmaline.
— Actinote.
— Prehnite.
— *Richtérite.*
— *Gédrite.*
— Wollastonite.
— *Céladonite.*
— *Pargasite.*
— Annagergite.
— Erythrite.
— Mélilite.
— Antophyllite.
— Aragonite.
— Danburite.
1,64 Andalousite.
— Barytine.
— *Ouralite.*
— Sarcolite.
— Zeunérite.
— Sel ammoniac.
— Apatite.
— Glaucophane.
— Margarite.
1,65 Datolite.
— Horneblende.
— Clintonite.
1,66 Tellurite.
— *Seybertite.*
— Forstérite.
— Euclase.
— Pyrosmalite.
— Jadéite.
— Phénacite.
1,67 Spodumène.
— Sillimanite.
— Boracite.
— *Rinkite.*
— Spangolite.
— Enstatite.
1,67 Strontianite.
— Néphrite.
— Monticellite.
— Gehlénite.
— Haidingérite.
— Adélite.
— *Prolectite.*
— Lawsonite.
1,68 Kornerupine.
— Axinite.
— Olivine.
— Triphyllite.
— *Diallage.*
— *Harstigite.*
— Diopside.
1,69 Barytocalcite.
— Bromlite.
— *Troostite.*
— *Wöhlérite.*
— *Fuggérite.*
— Dioptase.
1,70 Hypersthène.
— Tyrolite.
— Willémite.
— Euchroïte.
— Gadolinite.
— *Barkévikite.*
— Gerhardtite.
— Astrophyllite.
— Zoisite.
1,71 *Arfvedsonite.*
— Pharmacosidérite.
— *Rhodochrosite.*
— Spinelle.
— Saphirine.
1,72 Vésuvianite.
— Clinozoïsite.
— Magnésite.
— Chloritoïde.
— Babingtonite.
— *Pajsbergite.*
— Xénotine.
— Cyanite.
— Trimérite.
— Rhodonite.
— Augite.
— Diaspore.
— Hæmatolite.
1,73 *Ottrélite.*
— *Ganophyllite.*
— *Piedmontite.*
— *Phosphosidérite*
1,74 Allanite.
— Périclase.
— Ilvaïte.
— *Thalénite.*
— Helvine.
— Staurolite.
— Hedenbergite.
— Libethénite.
1,75 Chrysobéryl.
— Sidérose.
— Arsénolite.
— *Pléonaste.*
1,76 Grossulaire.
— Epidote.
— Corindon.
1,77 Gahnite.
— Pyrope.
1,78 Inésite.
— Ænigmatite.
— Hercynite.
— Acmite.
— Essonite.
— Almandine.
1,79 Allactite.
— *Ardennite.*
1,80 Téphroïte.
1,81 Spessartine.
— Srengite.
— Monazite.
1,83 Ouwarowite.
— Olivénite.
— Descloizite.
— Linarite.
1,84 Scorodite.
1,85 Calédonite.
1,88 Malachite.
— Anglésite.
1,89 Titanite.
1,92 Schéélite.
1,95 Zircon.
1,99 Cérusite.
2,00 Cassitérite.
— Cérargyrite.
2,01 Soufre.
— Sénarmontite.
2,13 Phosgénite.
2,15 *Paralaurionite.*
2,18 Iodyrite.
2,22 Stolzite.
2,25 Bromyrite.
2,31 Calomel.
2,35 Pyrophanite.
2,37 Blende.
2,38 Pérowskite.
2,40 Wulfénite.
2,42 Diamant.
— Crocoïte.
2,53 Anatase.
— Brookite.
2,60 Raspite.
2,69 Greenockite.
2,76 Rutile
2,85 Cuprite.
2,94 Proustite.
2,98 Pyrargyrite.
3,02 Cinabre.

TABLEAU II

Minéraux rangés suivant leur biréfringence.

UNIAXES POSITIFS

0.001 Gmélinite.
0.002 Apophyllite.
0.003 Pennine.
— *Lowéite.*
0.004 Glace.
— *Davyne.*
0.005 Eudialyte.
0.008 Aphthitalite.
— Coquimbite.
0.009 Quartz.
0,010 Zincite.
— Iodyrite.
0.012 Sellaïte.
0.016 Phénacite.
— Schéélite.
0,018 Trididymite.
0,020 Mimétite.
— Wolframite.
— Wurtzite.
0,021 Brucite.
0,026 Phosgénite.
0,055 Ferronatrite.
0,056 Dioptase.
0,062 Zircon.
0,099 Cassitérite
0,101 Parisite.
0,287 Rutile.
0,347 Cinabre.
0,683 Calomel.

UNIAXES NÉGATIFS

0.001 Vésuvianite.
0,002 Chabasie.
— *Levyne.*
0.003 *Eucolite.*
0.004 Apatite.
0.005 Néphéline.
— Mélilite.
0.006 Pyromorphite.
0.007 Béryl.
0.008 Corindon.
0.010 Vanadinite.
0.015 *Mizzonite.*
0.017 Tourmaline.
0,019 *Méliphane.*
0.021 Scapolite.
0 028 Cancrinite.
— *Mellite.*
0.036 Méionite.
0,038 Thaumasite.
0.053 Spangolite.
0.061 Anatase.
0.086 Stolzite.
0,098 Wulfénite.
0,172 Calcite.
0,189 Dolomie.
0.200 Calamine.
0,203 Pyrargyrite.
0,222 Rhodochrosite.
0,241 Sidérose.
0,250 Nitratine.
— Hæmatite.
0 268 Proustite.
0,270 Pyrophanite.

BIAXES POSITIFS

0,002 Apophyllite.
0.005 Eudidymite.
— *Harstigite.*
— Harmotone.
0.006 Clinozoite.
— Zoisite.
0.007 Heulandite.
0.008 Albite.
0.009 Chrysobéryl.
0.009 Enstatite.
— Topaze.
— Célestine.
0.010 *Quartzine.*
— Staurolite.
— Gypse.
0.011 Clinochlore.
— Boracite.
0.012 *Hainite.*
— Brewstérite.
— Barytine.
0,012 Pétalite.
— *Johnstrupite.*
0.013 Natrolite.
0.014 Augélite.
0.015 *Otrélite.*
— Chloritoïde.
0,016 Anglesite.
0.019 Euclase.
— Hedenbergite.
— Lawsonite.
0.020 *Fouquéite.*
— *Ardennite.*
0.021 Augite.
— Spodumène.
— Sillimanite.
0,022 Glaucophane.
— Hémimorphite.
0.023 Gibbsite.
0.024 Antophyllite.
— *Diallage.*
0,025 *Crocidolite.*
— Wavellite.
0,028 Colemanite.
— Thomsonite.
0,030 Diopside.
0,032 Chondrodite.
0,033 Prehnite.
0.036 Olivine.
0,038 Pectolite.
0,043 Anhydrite.
0,045 Monzonite.
0,050 Crocoite.
0,055 Astrophyllite.
0.071 Pirrsonite.
0,072 Hambergite.
0,121 Titanite.
0.160 Brookite.
0.200 *Molybdite.*
— Chessylite.
0,290 Soufre.

BIAXES NÉGATIFS

0.004 Epididymite.
0.005 Danburite.
0.006 Saphirine.
0.006 Stilbite.
— Orthose.
0,007 Microcline.
0.007 Andésine.
0.008 Oligoclase.
— Kaolinite.

0,008 Cordiérite.
— Labrador.
0,009 Axinite.
— Beryllonite.
0,010 Dumortiérite.
— Trimérite.
— Epistilbite.
— Rhodonite.
0,011 Andalousite.
— Serpentine.
0,012 Kornerupine.
— Laumontite.
0,012 Clintonite.
— Anortite.
0,013 Hypersthène.
— *Thalénite.*
— Wagnérite.
0,014 Wollastonite.
0,016 Cyanite.
0,017 Sulfoborite.
0,018 Amblygonite.
0,019 *Pargasite.*
0,022 *Seybertite.*
— Carpholite.
— Atacamite.
0,024 *Ganophillite.*
0,025 *Morenosite.*
— Actinote.
0,026 Borax.
0,027 Leucophane.
— Goslarite.
0,028 Trémolite.
— Epsomite.
0,029 Herdérite.
0,030 Réalgar.
— Chalcanthite.
0,030 *Lavénite.*
0,031 *Nesquehonite.*
0,032 Allanite.
0 036 Lazulite.
0,038 Muscovite.
0,040 Talc.
— Pyrophyllite.
— Epidote.
0,044 Biotite.
0,045 Datolite.
0,070 Leadhillite.
0,072 Hornblende.
0,091 Okénite.
0,152 Strontianite.
0,156 Aragonite.
0,172 Nitre.
0,200 Malachite.
0,274 Cérusite.

TABLEAU III

Minéraux rangés suivant la valeur de 2E.

(*Les angles se rapportent à la lumière de Na, à moins qu'il n'en soit spécifié autrement.*)

7°51' Biotite.
8°58' Nitre.
9°50' Bromlite (lum. rouge).
10° 0' Sassolite.
10°36' Strontianite.
13°32' Allactite.
14° 8' Glaubérite
17° 8' Cérusite.
18° 1' Talc.
20°23' Clintonite.
20°32' Leadhillite (rouge).
20°45' Sanidine (rouge).
23°15' Barytocalcite (rouge).
26°30' Withérite (rouge).
27° 0' Serpentine.
28°25' Monazite.
30° 0' Clinochlore.
30°16' Brookite.
30°54' Aragonite.
41°53' *Ganophyllite.*
43° 0' Zoisite (rouge).
44° 0' Sillimanite (rouge).
44°23' Syngénite
47° 0' Eudidymite.
44°14' Pirrsonite.
49°40' Epididymite.
50° 0° Gœthite (bleue).
50°34' Dumortiérite.
51°38' Gaylussite (rouge).
52°24' Laumontite (rouge)
52°30' Stilbite (bleue).
52°30' Titanite.
55° 0' *Wapplérite.*
55°44' Scolécite.
56°30' *Alurgite.*
57°50' Zinnwaldite.
59°23' Borax.
59°24' Cryolite.
59°30' Wagnérite.
60° 0' *Catophorite.*
60° 0' Ænigmatite.
60°56' Struvite.
60°57' Autunite.
61°11' Euchroïte.
63° 3' Amarantite.
64° 1' Barytine.
64°22' *Morenosite.*
65°30' Kornérupine.
66° 0' *Herrengrundite.*
66° 5' *Serpiérite.*
67°37' Horneblende (basaltique).
69°36' Thomsenolite.
70° 0' Muscovite.
70° 0' *Hœmafibrite.*
70°17' *Ardennite.*
70°20' Newberyite.
70°40' Wollastonite (rouge).
71° 3' Goslarite.
71°24' Lépidolite.
71°30' Anhydrite.
71°40' Anorthose.
72° 0' Baddeleyite.
74° 2' Picromérite.
74°15' Leucophane.
74°25' Childrenite.
75°35' Epistilbite.
76° 0' *Salvadorite.*
76°12' *Cyanochroite.*
77°28' *Boussingaultite.*
77°53' *Rinkite.*
78°18' Epsomite.
78°39' Hémimorphite.
80° 0' *Corundophilite.*
83° 0' Sarcinite.
84°15' *Nesquehonite.*
84°42' Augélite.
84°43' Chrysobéryl.
85° 7' *Hopéite.*
85°35' Glaucophane.
86° 0' Thomsonite (rouge).
86°21' Amblygonite.
87°44' Mascagnite (rouge).
87°59 Euclase.
88° 0' *Hautefeuillite.*
88°32' Heulandite.
88°38' Célestine.
89°18' Malachite.
90° 0' Kaolinite.
90° 0' Kieserite.
90°28' *Valléite.*
93° 1' Chalcanthite.
94° 0' Brewstérite (rouge).

95° 8′ *Crocidelite.*
95° 8′ Colemanite.
95°14′ Gypse (rouge) à 20°.
99° 0′ Natrolite.
100° 0′ Pyrophyllite.
101° 7′ Hypersthène.
102°50′ Prosopite.
106°18′ *Fischérite.*
106°40′ Adélite.
107°30′ *Pargasite* (rouge).
108° 1′ Lanthanite (rouge).
108°34′ Keilhauite.
108°52′ Carpholite.
111°20′ Augite.
111°50′ Chloritoïde (rouge).
112°12′ Diopside.
112°42′ Natron.
114°30′ Margarite.

115° 1′ Carnalite (rouge).
118°54′ Blödite (rouge).
120° 0′ Pachnolite.
120°12′ Orthose.
120°40′ Topaze.
121° 1′ Beryllonite.
121°22′ Herdérite.
122°48′ Mirabilite (rouge).
124°40′ *Johnstrupite.*
125° 0′ *Warwickite.*
125° 0′ Xanthoconite.
125°16′ Cordiérite.
126°26′ *Phosphosidérite.*
127° 2′ Wavellite.
129°32′ Scorodite.
132°57′ Liroconite.
134°27′ Acmite.
135°26′ Prehnite.

136°25′ Lazulite (rouge).
137° 7′ Trona.
141° 0′ Kainite.
141°14′ Clinoclase (vert).
143°14′ Vivianite.
144°52′ Anglésite.
144°52′ Bertrandite.
146°24′ Enstatite.
150°12′ *Thalénite.*
150°40′ Saphirine.
151° 0′ Chessylite (bleue).
162°42′ Thénardite.
156°48′ Hyalophane.
157°51′ Axinite (rouge).
161°48′ Tephroïte (rouge).
136° 2′ *Wöhlerite* (rouge).
170°20′ Datolite.
173°52′ Hureaulite (rouge).

Minéraux rangés suivant la valeur 2V.

54° 3′ Crocoïte.
59°52′ Hedenbergite.
69° 5′ Soufre.
73°39′ Epidote.
75° 0′ Hubnérite (rouge).
76°12′ Rhodonite.
79°46′ *Lavénite.*
79°59′ Homilite (rouge).
79°59′ Linarite.
80° 4′ Actinote.
81° 8′ Libethénite.

81°40′ Clinozoïte.
82°22′ Ludlamite.
82°30′ Cynaïte (rouge).
82°37′ Calédonite.
82°43′ Gismondine.
83°29′ Trimérite.
83°34′ Pétalite.
83°41′ Microcline.
84° 6′ Lawsonite.
84°24′ Diaspore.
84°30′ Andalousite.

85°28′ Gadolinite.
86°10′ Forstérite.
86°13′ Mélantérite.
87°40′ Hambergite.
88°16′ Trémolite.
88°23′ Danburite.
88°46′ Anthophyllite.
88°46′ Staurolite (rouge).
88°54′ Olivine.
89°33′ *Harstigite.*
90° 0′ Boracite.

Minéraux rangés suivant la valeur 2H.

57°45′ Römérite.
64°58′ Spodumène.
65° 3′ Lanarkite (rouge).
65°21′ Claudetite.
78°30′ Humite.
79°30′ Triphyllite (bleue).
80°49′ Durangite.
82° 0′ Albite.
82°48′ Jadéite.
84°30′ Pseudobrookite.
84°50′ Anorthite (rouge).

84°54′ Phillipsite.
85°15′ Clinohumite.
85°52′ *Pisanite.*
86° 2′ Harmotone (rouge).
88°48′ Chondrodite.
92°58′ Réalgar.
93°11′ Atacamite.
95° 6′ Brochantite.
95°37′ Triplite.
98°38′ *Hyaloteckite.*

104°27′ Heintzite.
104°31′ Erythrine.
106° 6′ Olivénite.
107°28′ Symplésite.
*108°34′ Adamite (rouge).
*112°20′ Pharmacolite.
*114°15′ Copiapite.
*119°23′ *Molybdite.*
*124°33′ Astrophyllite.
*140° 8′ Tellurite.
*144° 0′ Pectolite.

* Ce sont les angles obtus.

TABLEAU IV

Minéraux rangés suivant leur poids spécifique.

0,92 Glace.
1,03 *Copalite.*
1,07 *Elatérite.*
1,07 *Succinite.*
— *Uinthallite.*

1,10 *Libollite.*
1,40 Charbon minéral.
1,44 Natron.
145 Teschemachérite.
1,48 Mirabilite.

1.48 Sassolite.
1,50 *Collyrite.*
— Tschermigite.
1,53 Sel ammoniac.
1,54 *Lansfordite.*

* Ce sont les angles obtus.

1,55 *Anthracite.*
— Thermonatrite.
1,60 Carnalite.
1,61 Stercorite.
1,64 *Mellite.*
1,65 Bischofite.
— Ulexite.
1,66 Aluminite.
1,68 Struvite.
1,70 Borax.
— Alunogène
— *Boussingaultite.*
1,75 Kalinite.
— Epsomite.
— *Cyrusite.*
— *Ettringite.*
1,77 Masagnite.
1,78 *Apjohnite.*
1,81 *Ihléite.*
1,84 *Nesquebonite.*
— *Fibroferrite.*
1,87 Allophane.
— *Chloropal.*
1,88 Thaumsalte.
— *Mendozite.*
1,89 Mélantérite.
— *Hannayite.*
1,90 *Ascharite.*
1,92 *Faujasite.*
1,94 Gaylussite.
— Evansite.
1,95 Halotrichite.
— *Hydroboracite.*
1,98 Sylvite.
— *Kröhnkite.*
2,00 Goslarite.
— *Sépiolite.*
— *Erionite.*
— *Morenosite.*
— *Schrötterite.*
2,04 Melanophlogite.
— *Diadochite.*
2,07 *Hydrotalcite.*
— Soufre.
2,08 *Mordénite.*
2,09 Coquimbite.
— Betryogène.
2,10 Gmélinite.
— Deweylite.
— Newberyite.
— *Halloysite.*
— Copiapite.
2,11 *Quetentite.*
— Amarantite.
2,12 Chrysocolle.
— Chabasie.
— Castanite.
— *Quenstedtite.*
2,13 Kainite.
— Nitre.

2,13 Trona.
— *Levyne.*
— Heintzite.
2,14 Sel.
2,15 Opale.
— Picromérite.
— Sidéronatrite.
2,16 Graphite.
— *Hydrogiobertite.*
— *Hydromagnésite.*
— Stilbite.
2,17 Fluellite.
— Römérite.
2,20 Heulandite.
— *Hydrophyllite.*
— Darapskite.
— Philppsite.
2,21 Chalcanthite.
— Brushite.
2,22 Chrysotile.
2,23 *Laubanite.*
— Natrolite.
2,24 *Cimolite.*
2,25 Epistilbite.
— Blödite.
— *Lindackérite.*
2,26 Nitratine.
— *Zincaluminite.*
— Gismondine.
— Analcime.
2,27 *Saponite.*
2,28 Okénite.
2,29 Mésolite.
— *Metabrushite.*
— Poonahlite.
2,30 *Glauconie.*
— *Hydronéphelite.*
— Scolécite.
— *Jeffersite.*
— Laumontite.
2,30 *Humboldtite.*
— Tridymite.
— Sodalite.
2,32 Wellsite.
— Gypse.
— Noséane.
2,33 Wavellite.
— *Felsobanyite.*
2,34 *Kehœite.*
2,35 Hambergite.
— *Pitticite.*
— Pirrsonite.
— Gibbsite.
— Apophyllite.
— Thomsonite.
2,37 *Newtonite.*
2,38 Northupite.
— *Löweite.*
2,39 Brucite.
2,40 Dawsonite.

2,41 *Genthite.*
— *Pholidolite.*
2,42 Sulfoborite.
— *Indianite.*
— Lazulite.
— Colemanite.
2,43 *Davyne.*
— *Hautefeuillite.*
2,44 *Microsommite.*
2,45 Pétalite.
— Brewstérite.
— Haüyne.
— Cancrinite.
2,46 *Fischérite.*
2,47 Harmotome.
2,47 *Hœrnésite.*
— Leucite.
2,48 *Wapplérite.*
2,49 *Phacélite.*
— Sulfohalite.
2,50 *Spadaïte.*
— Carphosidérite.
— *Péganite.*
2,51 *Gallaïnite.*
2,52 Kiesérite.
2,53 *Métavoltine.*
— Chalcophyllite.
— *Calcoferrite.*
2,54 *Connarite.*
— *Sphœrite.*
2,55 Epididymite.
— Eudidymite.
— *Howlite.*
— Bauxite.
2,56 Serpentine.
— Hanksite.
— Ferronatrite.
— Microcline.
— Elpidite.
— Orthose.
2,57 Marialite.
— Milarite.
2,58 Anorthose.
— Ralstonite.
— *Barrandite.*
2,60 Néphéline.
— Betrandite.
— Lanthanite.
— Syngenite.
— Kaolinite.
— Kaliophilite.
2,62 Calcédoine.
— *Mizzonite.*
2,63 Vivianite.
— *Zaratite.*
— Cordiérite.
— *Elæolite.*
— *Dipyre.*
2,64 Albite.
— Aphthitalite.

2,65 Quartz.
2,66 Oligoclase.
— Alunite.
2,67 *Rumpfite.*
— *Eucryptite.*
2,68 Andésine.
— Thénardite.
2,69 Béryl.
— Pharmacolite.
2,70 Talc.
— *Collophanite.*
— Scapolite.
— *Borickite.*
— Edingtonite.
— *Stéatite.*
— Augélite.
2,71 Labrador.
2,72 Méionite.
— *Neotocite.*
— Turquoise.
— Calcite.
— Pennine.
2,73 Pectolite.
2,74 Alumiane.
2,75 Clinochlore.
— *Monétite.*
— *Hissingérite.*
— Anorthite.
2,76 *Hopéite.*
— *Phospho-sidérite.*
— Glaubérite.
2,77 *Wardite.*
— Polyhalite.
2,79 *Voltaite.*
2,80 Hyalophane.
— *Stilpnomélane.*
— Catapléiite.
2,82 Phlogopite.
2,83 Langbeinite.
2,84 Béryllonite.
— *Ganophyllite.*
— Paragonite.
— *Alurgite.*
2,85 Dolomie.
— Lépidolite.
— Haidingérite.
— Pyrophyllite.
— Wollastonite.
2,86 *Cuspidine.*
— *Diabantite.*
2,87 Strengite.
— *Caryopilite.*
— *Prochlorite.*
— Prehnite.
— Zunyite.
2,88 Liroconite.
— *Valléite.*
2,89 *Martinite.*
— *Delessite.*
2,98 Prosopite.

2.90 Biotite.
— Pollucite.
— *Corundophyllite.*
— *Aphrosidérite.*
2,92 Chiolite.
— Eudyalite.
— *Isoclase.*
2.93 Muscovite.
— Carpholite.
— *Roscoélite.*
— Sarcolite.
2 94 Anhydrite.
— Aragonite.
— *Spodiosite.*
2.95 *Ostéolite.*
— Boracite.
— Pharmacosidérite.
— Datolite.
— Erythrine.
2.96 Leucophane.
— Pachnolite.
— Thomsenolite.
— *Fassaite.*
— *Mosandrite.*
— Symplésite.
— *Cabrérite.*
2.98 Gehlénite.
— Bementite.
— Cryolite.
— *Weldite.*
— Phénacite.
— *Beraunite.*
3 00 Trémolite.
— Herdérite.
— Mélilite.
— Néphrite.
— Danburite.
— *Méliphane.*
3,01 Zinnwaldite.
3,03 Margarite.
— Ankérite.
— Inésite.
3.05 *Seybertite.*
— Tyrolite.
— *Harstigite.*
— Dahllite.
— Amblygonite.
— *Eucolite.*
3,06 Magnésite.
— Sellaïte.
— Lazulite.
3.07 Wagnérite.
— *Friedelite.*
3.08 Lawsonite.
— *Cirrolite.*
3,09 *Xantophyllite.*
3.10 Euclase.
— Actinote.
— *Reddingite.*
— *Köttigite.*

3,10 Clintonite.
— Fairfieldite.
3,11 Chalcosidérite.
— Glaucophane.
3,12 Ludlamite.
— Autunite.
3.13 *Herrengrundite.*
3,14 Monticellite.
— Tourmaline.
3.14 *Strigovite.*
— Spangolite.
— Churchite.
— Eosphorite.
3 15 Horneblende.
— Antophyllite.
— Humite.
— Clinohumite.
— Chondrotite.
— Hedenbergite.
— Grenat (jusqu'à 4,3).
3.16 Spodumène.
— *Crossite.*
— Pyrosmalite.
3,17 *Thuringite.*
3,18 Fluorine.
— *Fuggérite.*
— Hureaulite.
— Andalousite.
— *Hainite.*
3.20 Scorodite.
— Enstatite.
— *Nitrobarite.*
— Zeunérite.
— Helvine.
— Jarosite.
— *Raimondite.*
— Apatite.
— Childrénite.
— Johannite.
3,22 Forstérite.
3 23 Sillimanite.
— Hamlinite.
— Neptunite.
3,54 *Fibrolite.*
3,25 *Crocidolite.*
3,26 Dumortiérite.
— *Goyazite.*
— Zoisite.
— Pyrochroïte.
3,27 *Hiortdahlite.*
— *Diallage.*
— Kornérupine.
3,28 Jeremejevite.
— Tilasite.
3.29 Axinite.
— *Johnstrupite.*
— Diopside.
3,30 *Rosenbuchite.*
— Augite.
— *Svanbergite.*

3,30 *Ottrélite.*
— *Trügérite.*
3,31 Dufrénite.
3,32 Dioptase.
— Pinnoïte.
3,33 Olivine.
— Clinohédrite.
3,34 Jadéite.
— *Dickinsonite.*
3,35 Astrophyllite.
— *Warwickite.*
— Riebeckite.
— Hæmatolite.
— Cronstédtite.
3,36 Babingtonite.
— Connellite.
3,37 Clinozoïsite.
— *Celsiane.*
3,38 Mésitite.
3,38 Cacoxénite.
— Homilite.
3,39 Euchroïte.
3,40 Rhodizite.
— Diaspore.
— Epidote.
— Vésuvianite.
— *Hardystonite.*
— *Piedmontite.*
3,41 *Wöhlérite.*
— *Glaucochroïte.*
— Natrophilite.
— *Cénosite.*
3,42 Ouwarowite.
— Sussexite.
3,43 Danalite.
— Gerhardtite.
— *Fillowite.*
3,45 Orpiment.
— *Yttrocérite.*
— *Uranospinite.*
— *Arfvedsonite.*
— Hémimorphite.
— Hypersthène.
3,46 Hauérite.
— *Rinckite.*
3,47 Trimérite.
— Synadelphite.
— Saphirine.
3.49 Langite.
— Lithiophilite.
— Guarinite.
3,50 Torbernite.
— *Epigénite.*
— Titanite.
3.50 Grossulaire.
— Bort.
— Acmite.
3,52 *Lavénite.*
— Diamant.
— *Urbanite.*
3,52 Rhodochrosite.
— Svabite.
3,53 Topaze.
— Uranocircite.
— *Veszélyite.*
3,54 Rhodonite.
— *Caswellite.*
— Chloritoïde.
3,55 Spinelle (jusqu'à 4,10)
— Triphylite.
— Rosélite.
— *Volborthite.*
3,56 Réalgar.
— *Hyalosidérite.*
3,57 *Mazapilite.*
— *Hæmafibrite.*
3,59 Aurochalcite.
3,60 *Ardennite.*
3.62 Cyanite.
— Triplite.
3.65 *Alexandrite.*
— Keilhauite.
— Baryto-calcite.
— Staurolite.
3,67 Brandtite.
— Chrysobéryl.
— Périclase.
3,69 *Hydrozincite.*
— Strontianite.
3.70 Libéthénite.
— Arsénolite.
— *Dietzéite.*
— Triploïdite.
3.72 Pyrope.
— Bromlite.
3,73 Voltzite.
3,74 Adélite.
3.75 Ænigmatite.
3.76 Atacamite.
— Chalcoménite.
3,80 Limonite.
— Chessylite.
3.81 *Hyalotékite.*
3.83 *Demantoïde.*
3,84 Allactite.
3.85 Andradite.
— *Schorlomite.*
3.86 *Uranophane.*
— Sidérose.
3.87 Flinkite.
3.88 Anatase.
— Pinakiolite.
3 90 Allanite.
— *Pseudomalachite.*
3.91 Chalcophanite.
— Brochantite.
3.93 Hercynite.
— *Chenevixite.*
— *Nantokite.*
3,94 Brookite.
3,96 Malachite.
— Ludwigite.
— Célestine.
3.97 Rhabdophane.
3,98 *Kamarézite.*
— Wurtzite.
3.99 Geikielite.
4,00 *Partschinite.*
— Alabandite.
— Claudétite.
— Durangite.
4.03 Pérowskite.
— *Hancockite.*
— *Barylite.*
— Ilvaite.
— Corindon.
4,04 Téphroïte.
— *Erinite.*
4.05 Knébélite.
— *Gummite.*
— Cubanite.
— Spessartine.
4.06 Blende.
4.07 Fayalite.
— Sphærocobaltite.
4,08 Berzeliite.
— *Tagilite.*
— *Cervantite.*
4.09 *Troostite.*
4.10 Spinelle (depuis 3,55).
— Willémite.
— *Carminite.*
4,13 *Conichalcite.*
4,13 Dysanalyte.
— *Mélanocérite.*
4,15 Sternbergite.
— *Berthierite.*
— Alamandine.
4,15 *Retziane.*
— Beudantite.
4,16 Cornwaldite.
4,18 Sarcinite.
4,20 *Dihydrite.*
— Gœthite.
— Psilomélane.
— *Tritomite.*
— Nordenskiöldine.
— *Knopite.*
— Chalcopyrite.
— Pirostilpnite.
4,22 Rutile (jusqu'à 5,2).
4,23 *Thalénite.*
4,25 Olivénite.
— *Caryinite.*
— Gadolinite.
— Clinoclase.
4,28 Pyrochlore.
4,29 *Caryocérite.*
4 30 Withérite.
— Gahnite.

4,30 Manganite.
— Grenat (depuis 3,15).
4,35 Adamite.
4.36 Parisite.
— *Bismite.*
4,37 Calamine.
4.41 *Cappelenite.*
— *Turgite.*
— Stannite.
4.44 Enargite.
4.45 Chromite.
— Tennantite.
— *Plumbogummite.*
4.48 Barytine.
4,50 Koppite.
— *Sélénium.*
— *Molybdite.*
4,53 Derbylite.
— Xénotime.
— *Tscheffkinite.*
— Powellite.
4,55 Kermésite.
4.57 Famatinite.
— *Ytrialite.*
— Stibine.
4.59 *Lautarite.*
4,60 *Klaprotholite.*
— *Minium.*
— Covelline.
— Pentlandite.
4,61 Pyrrhotine.
— *Heazlewoodite.*
— Magnésioferrite.
4.65 Polydymite.
4,68 *Bindheimite.*
4.69 Zircon.
— Percylite.
— Pseudobrookite.
4.70 *Beyrichite.*
4.71 *Zirkelite.*
— Roméite.
4.75 Molybdénite.
— Jacobsite.
— *Wittichénite.*
4.76 *Sychnodymite.*
4.79 Hausmannite.
— Pyrolusite.
— Braunite.
— Tétraédrite.
4.80 Euxénite.
— *Polymignite.*
— *Stylotypite.*
4.81 *Livingstonite.*
4,84 Ilménite.
4.85 *Carrollite.*
— *Hatchettolite.*
4,86 Polianite.
4,88 *Chalcostibine.*
— Marcassite.
4,89 *Sipylite.*
4.90 Thorine.
4,90 Cérite.
— Linnæite.
4.93 Langbanite.
4.93 Æschinite.
4,95 Greenockite.
— Lewisite.
— Bixbyite.
5,00 Polycrase.
— *Crednérite.*
5,01 *Daubréelite.*
5,03 Pyrite.
— Atopite.
5.08 Boléite.
— Bastnäsite.
5,10 Hématite.
— Xanthoconite.
— Monazite.
5.11 Mauzeliite.
5,15 Franklinite.
5,17 Magnétite.
5,18 *Manganosite.*
5,19 *Stibiconite.*
5,90 Miargyrite.
5.20 Erubescite.
— Rutile (depuis 4,22).
5,23 Hématite.
5.25 Senarmontite.
5.30 *Senaïte.*
5,35 Andorite.
— *Embolite.*
— *Bayldonite.*
— Zincénite.
5,39 *Sartorite.*
— Linarite.
5.40 Plagionite.
5.42 Cylindrite.
5,48 Millérite.
5.50 Baddeleyite.
5.52 Cotunnite.
5.53 Lorandite.
5,55 Cerargyrite.
— Franckéite.
— Zincite.
— Dufresnoysite.
5,57 Proustite.
— Valentinite.
5,63 *Rittingérite.*
5.64 *Miersite.*
5.65 Iodyrite.
5.68 Arsenic.
— Columbite.
5.70 Samarskite.
— *Yttriotantalite.*
— Mélanotekite.
— *Annerödite.*
5.71 Iodobromite
5,74 *Ganomalite.*
5,75 Phœnicochroïte.
— Chalcosine.
5,75 Jamesonite.
5.76 Walpurgite.
5.80 Bournonite.
— Fergusonite.
— Microlite.
— *Fluocérite.*
5.82 *Hielmite.*
5,85 Pyrargyrite.
5,88 Boulangérite.
5,90 Bromyrite.
— Gersdorffite.
— Tellurite.
— Diaphorite.
5,94 *Guitermanite.*
5,95 *Brogniardite.*
— Glaucodote.
— Vauquelinite.
— *Semseyite.*
6,00 Cuprite.
— Crocoïte.
— Schéélite.
— Agricolite.
— *Corynite.*
6,02 Mélaconite.
6,05 Descloïzite.
— Mispickel.
6.10 Polybasite.
6 11 Eulytite.
— Barysilite.
6,13 Tysonite.
6.14 *Hydrocérusite.*
6.15 *Tellure.*
— Pearcéite.
— Argyrodite.
6 15 Cobaltine.
6,19 Kentrolite.
6.20 *Reinite.*
— Allemontite.
6.22 Stromeyerite.
— Smaltine.
6.24 *Rezbanyite.*
6.25 Stéphanite.
— Schwartzembergite.
— Anglésite.
— Puchérite.
6,28 Canfiedlite.
6.30 Phosgénite.
— Freislebenite.
6.31 *Kobellite.*
— *Epiboulangérite.*
6,35 Leadhillite.
— Lanarkite.
6.37 *Wolfachite.*
6,39 Jordanite.
— Géocronite.
6.40 *Bunsenite.*
— *Hauchecornite.*
— Calcédonite.
— Emplectite.
— Ménéghinite.

6,40 *Atelestite.*
6,43 Guanajuatite.
— *Schapbachite.*
6,45 *Daubréelite.*
— Ullmanite.
— Aikinite.
— Bismuthine.
— *Mossite.*
6,48 Calomel.
6,49 *Cuprobismuthine.*
6,50 Chloanthite.
6,51 Cérusite.
6,54 *Etain.*
6,58 *Cosalite.*
— *Monimolite.*
6,60 *Alloclase.*
6,69 Antimoine.
6,71 *Berzelianite.*
6,74 *Schirmérite.*
6,80 Skutterudite.
— Pyromorphite.
6,82 *Rhagite.*
6,83 Vanadinite.
6,85 Wulfénite.
6,87 *Willyamite.*
6,88 *Bismutine.*
6,90 *Crookésite.*
6,92 *Chiviatite.*
— *Mathildite.*
6,95 Cassitérite.
6,97 *Polyargyrite.*
6,99 Laurite.

7,00 *Galénobismutine.*
— *Ecdémite.*
7,02 Nadorite.
— Nagyagite.
7,05 *Zinc.*
— Mendipite.
— Rammelsbergite.
7,10 Safflorite.
7,12 Mimétite.
7,15 Tantalite.
7,20 Löllingite.
7,21 Matlockite.
7,25 Acanthite.
— *Zorgite.*
7,27 *Beergerite.*
7,28 Argentite.
7,35 Hubnérite.
— Wolframite.
7,40 Tétradymite.
7,42 *Bismutisphérite.*
7,43 Tapiolite.
7,47 *Domeykite.*
7,49 Niccolite.
7,50 Galène.
— *Eucairite.*
7,54 Breithauptite.
7,55 Fer.
7,62 *Algodonite.*
7,80 Métacinabrite.
— *Tapalpite.*
7,84 *Lehrbachite.*
7,93 *Joséite.*

7,98 *Massicot.*
8,00 *Onofrite.*
— Stolzite.
— Clausthalite.
— *Naumannite.*
8,10 Cinabre.
— Sylvanite.
8,16 Altaïte.
8,35 Tiemannite.
— *Krennerite.*
8,40 *Wehrlite.*
8,50 Plattnérite.
— *Whitneyite.*
8,60 Hessite.
8,63 *Coloradoïte.*
8,81 *Horsfordite.*
8,84 Cuivre.
8,86 Petzite.
9,00 Calavérite.
9,35 Uraninite.
9,60 Dyscrasite.
9,76 Bismuth.
10,60 Argent.
— Sperrylite.
11,37 Plomb.
11,55 *Palladium.*
13,60 Mercure.
13,90 Amalgame.
17,00 Platine.
19,00 Or.
20,00 Iridosmine.
23,00 *Iridium.*

TABLE ANALYTIQUE

ÉVREUX, IMPRIMERIE DE CHARLES HÉRISSEY

40/=

to

ag



